

Univerzita Karlova v Praze
Přírodovědecká fakulta
katedra fyzické geografie a geoekologie



Ondřej Masák

SEISMICKÁ AKTIVITA V ZÁPADNÍCH ČECHÁCH

SEISMIC ACTIVITY OF WESTERN BOHEMIA

Bakalářská práce

Praha 2009

Vedoucí bakalářské práce: doc. RNDr. Vít Vilímek, CSc.

Prohlašuji, že jsem tuto bakalářskou práci vypracoval samostatně a že jsem všechny použité prameny řádně citoval.

Jsem si vědom toho, že případné použití výsledků, získaných v této práci, mimo Univerzitu Karlovu v Praze je možné pouze po písemném souhlasu této univerzity.

Svoluji k zapůjčení této práce pro studijní účely a souhlasím s tím, aby byla řádně vedena v evidenci vypůjčovatelů.

V Karlových Varech dne 17. května 2009

.....
Ondřej Masák

Abstrakt

Tato práce shrnuje a srovnává dostupné informace o západočeských zemětřesných rojích, a to jak z hlediska jejich časového a prostorového rozložení tak i z hlediska charakteristik jednotlivých rojů. Jsou zde uvedeny principy a modely vzniku zemětřesných rojů. Jedna kapitola se zaměřuje také na jevy, které doprovází období zvýšené seismické aktivity. Část je věnována makroseismickým datům a izoseismickým mapám. V krátkosti je zde zmíněna i geologická charakteristika oblasti a obecně seismická činnost v Česku.

Klíčová slova: zemětřesné roje, izoseismické mapy, makroseismická data, západní Čechy

Abstract

This work summarizes and compares available informations about earthquake swarms in Western Bohemia, both in terms of their temporal and spatial distribution and of characteristics of the individual swarms. There are mentioned principals and patterns of emergence of earthquake swarms. Single chapter is likewise focused on phenomena which accompany period of increased seismic activity. One section is devoted to macroseismical data and isoseismical maps. Geological characteristics of the area and generally seismic activity in Czech are also briefly mentioned.

Key words: earthquake swarms, isoseismical maps, macroseismical data, Western Bohemia

Obsah

Seznam obrázků a grafů	5
1. Úvod	6
2. Metodika a zdroje materiálů	7
3. Geologie severozápadních Čech	8
3.1. Geologický vývoj	8
3.2. Kry a anomálie zemské kůry	9
3.3. Zlomové systémy oblasti	9
3.4. Neovulkanická a post-vulkanická činnost	11
4. Typy seismické činnosti vyskytující se v Česku	12
4.1. Tektonická zemětřesení	12
4.2. Důlní otřesy	14
5. Princip vzniku rojů	15
5.1. Modely vzniku rojů	15
5.2. Experimenty ve vrtu KTB	17
6. Zemětřesné roje v západních Čechách	19
6.1. Charakteristika a vlastnosti	19
6.2. Prostorové rozmístění	20
6.3. Časové rozložení	24
6.4. Charakteristiky jednotlivých rojů	27
7. Monitorování západočeských zemětřesení	37
7.1. Historie	37
7.2. Současné západočeské seismické sítě	39
8. Doprovodné efekty	41
8.1. Vztah mezi zemětřeseními a výrony plynů	41
8.2. Vztah mezi zemětřeseními a vydatností pramenů	43
8.3. Vztah mezi zemětřeseními a hladinou podzemní vody	45
9. Makroseismická data	47
9.1. sběr makroseismických dat	48
9.2. izoseismické mapy	49
9.3. škody napáchané nejsilnějšími otřesy	51
10. Diskuse a závěr	55
Seznam zdrojů informací	57

Seznam obrázků a grafů

Obr. 1 Nákres styku hlavních regionálních jednotek v oblasti západních Čech s vyznačenými zlomy	8
Obr. 2 Základní zlomové systémy severozápadní části Českého masivu	10
Obr. 3 Zemětřesení ve střední Evropě za období 1995-1999	13
Obr. 4 Srovnání diagramů dvou hlavních ohniskových mechanismů.....	18
Obr. 5 Mapa reliéfu zemětřesné oblasti západní Čechy/Vogtland s epicentry zemětřesení za období 1991 – 2000	21
Obr. 6 Mapka a podélný i příčný vertikální řez hlavní ohniskovou plochou	22
Obr. 7 Počet reaktivací jednotlivých buněk.....	23
Obr. 8 Časoprostorové rozložení ohnisek zemětřesení na hlavní zlomové ploše v letech 1991-2003	33
Obr. 9 Příčný vertikální řez hlavní ohniskové plochy	34
Obr. 10 Migrace ohnisek během roje 2000.....	35
Obr. 11 Historický seismograf Mainka	38
Obr. 12 Mapa stanic lokálních seismických sítí KRASNET a WEBNET	40
Obr. 13 a 14 Historické izoseismické mapy z roku 1824 a z roku 1897.....	50
Obr. 15 Izoseismické mapy dvou nejsilnějších otřesů roje 1985/86.....	52
 Graf 1 Časové rozložení rojů 1890-2000 včetně ročních počtů otřesů pocítěných obyvateli	25
Graf 2 Benioffův součtový graf 1) pro období 1800 – 1986 a 2) pro roj 1903	28
Graf 3 Denní distribuce počtu otřesů včetně magnituda maximálních denních otřesů roje 1985/86.....	32
Graf 4 Vývoj počtu otřesů v čase a jejich magnituda.....	35
Graf 5 Množství uvolňovaného CO ₂ a Rn ovlivněné zemětřesením ve Slovinsku.....	43
Graf 6 Růst vydatnosti pramene Glauber III. během 1. fáze roje 1985/86.....	44
Graf 7 Výška hladiny podzemní vody ve vrtech GW1 a VL4, rozdíl výšek hladiny VL4-GW1 a registrované otřesy roje 2000 u Nového Kostela.....	46

1. Úvod

Toto téma bakalářské práce jsem si vybral vzhledem k aktuálnosti této problematiky v západních Čechách a také kvůli svému původu ze severozápadu Čech. Na tématu jsme se dohodli s mým vedoucím 5. listopadu 2008. Téma bylo též zvoleno s ohledem na právě probíhající roj v západních Čechách.

Oblast západních Čech je oblastí s nejčastějším výskytem tektonických zemětřesení na území Česka. Většina seismické energie se zde uvolňuje v podobě zemětřesných rojů, jejichž princip vzniku není dosud zcela objasněn. Oblast západní Čechy / Vogtland patří podle J. Horálka z hlediska recentní geodynamiky a geologické stavby mezi unikátní „přírodní laboratoře“ Evropy (Horálek a kol. 2004). Tato oblast poskytuje, vzhledem k doprovodné post-vulkanické činnosti, velice dobré podmínky pro výzkum vztahů mezi zemětřesnými roji a některými přírodními jevy. Přestože patří zemětřesení této oblasti v kontextu světových či evropských zemětřesení mezi slabá, jsou místními obyvateli dostatečně pocíťována a vědci je v současnosti velice intenzivně zkoumají (Geofyzikální ústav AV ČR, Ústav struktury a mechaniky hornin AV ČR, Ústav fyziky Země Masarykovi univerzity Brno).

Vzhledem k charakteru zvoleného tématu má většina této práce pouze podobu rešerše odborné literatury, kterou jsem doplnil vlastním hodnocením a závěry.

Hlavním cílem mé práce bylo:

- přinést komplexní pohled na zemětřesné roje v západních Čechách, tedy sumarizace a vzájemné porovnání dosavadních informací o zemětřesných rojích v mé zájmové oblasti publikovaných jak českými tak i zahraničními – převážně německými – autory

-

Vedlejší cíle:

- porovnání dosud známých modelů vzniku rojů, funkce fluid a jejich korelace se západočeskými roji, eventuelně doprovodnými jevy
- sledování periodicity výskytu rojů
- porovnání historických a současných izoseismických map

2. Metodika a zdroje materiálů

Vzhledem k rešeršnímu charakteru mé práce spočíval postup v utřídování a porovnávání dosud publikovaných informací získaných z různých zdrojů a v následném vyvození vlastních závěrů.

Při tvorbě své bakalářské práce jsem vycházel převážně z článků publikovaných v odborných časopisech věnujících se této problematice (Journal of Geodynamics, Acta Montana, Tectonophysics, Československý časopis pro fyziku atd.) a dále z článků publikovaných ve zprávě k jednání o západočeském zemětřesném roji 1985/86 v Mariánských Lázních (viz Seznam použitých zdrojů). Autory většiny mnou použitých článků jsou čeští a němečtí seismologové a geologové. V mé práci jsou však zahrnuty i názory italských či japonských seismologů týkající se obecně tématu zemětřesných rojů nebo výskytu zemětřesných rojů v jiných oblastech.

Během února a března proběhly opakovaně konzultace z předními českými seismology z oddělení seismologie Geofyzikálního ústavu Akademie věd ČR na Spořilově. Konkrétně jimi byli RNDr. Jan Kozák CSc., Ing. Josef Horálek CSc. a Ing. Petr Jedlička. Historické izoseismické mapy byly získány z osobní sbírky Dr. Jana Kozáka. V průběhu těchto návštěv jsem byl seznámen s archívem historických zemětřesení již zesnulého středoškolského učitele E. Michala, o němž se ve své práci také zmiňuji.

Některé další informace pocházejí ze serverů českých institucí zabývajících se seismologií – Geofyzikálního ústavu Akademie věd ČR a Ústavu fyziky Země Masarykovy University Brno.

3. Geologie severozápadních Čech

3.1. Geologický vývoj

Oblast západních Čech je součástí Českého masivu, který byl výrazně ovlivněn paleozoickým hercynským vrásněním, kdy byla vyvrásněna většina jeho pohoří. Těmito pohořími jsou ze zájmové oblasti především Krušné hory, Smrčiny, Český les a Slavkovský les. V období od křídý až po rozhraní paleogén/neogén byl Český masiv během alpsko-karpatské orogeneze zasažen tzv. saxonskou tektonikou, která způsobila jeho rozlámání na několik ker a vznik mnoha zlomů (Dudek 1986). Krami regionálního rozsahu zasahujícími do této oblasti jsou Saxothuringikum, Moldanubikum a Bohemikum – viz obr. 1. Následně se některé kry začaly vyzdvihovat a některé naopak klesat. Došlo k opětovnému vyzdvižení některých hercynských pohoří, např. Krušných hor. Pro většinu kerných pohoří je charakteristická výrazná asymetrie. V Krušných horách se tato asymetrie projevuje na severozápad mírným sklonem, zatímco na jihovýchod velice příkrými svahy do podkrušnohorských uhelných pánví.

Obr. 1 *Nákres styku hlavních regionálních jednotek v oblasti západních Čech s vyznačenými zlomy*



Zdroj: Dudek A. (1986): Geology and tectonic pattern of the Western Bohemia seismic area.

Pozn.: plná čára – hlavní zlomy; přerušovaná čára – hlubinné zlomy; obdélník – seismicky nejaktivnější území.

3.2. Kry a anomálie zemské kůry

Oblast severozápadních Čech je z hlediska geologické stavby velice komplikovaná. Nachází se zde, jak bylo již zmíněno, rozhraní mezi dvěmi resp. třemi krami Českého masivu a to mezi Saxothuringikem a Moldanubikem. Zasahuje sem i Tepelsko-Barrandienský komplex (Bohemikum). Dalším velice podstatným faktem je zeslabení litosféry pod touto oblastí (Babuška, Plomerová, 1986). Tato skutečnost byla odhalena při měření zpoždování průchodu zemětřesných vln na různých seismologických stanicích. Podle seismologických výpočtů by se mělo jednat o ztenčení litosféry na pouhých 80-90km, protažené ve směru VSV-ZJZ pod Oháreckým riftem (Babuška, Plomerová 1986). Přitom průměrná mocnost litosféry v Saxothuringiku a Moldanubiku je 100-150km (Babuška, Plomerová 1986). S tímto ztenčením souvisí i přítomnost magmatického reservoáru nacházejícího se v oblasti křížení Oháreckého a Mariánskolázeňského zlomového systému. Reservoár se nachází hned pod Mohorovičičovou diskontinuitou v hloubce 30 km. Jeho tvar je aproximován svislým válcem o poloměru 30-90 km s hloubkou 3 km (Horálek 2003).

3.3. Zlomové systémy oblasti

Přítomnost zlomů a jejich vzájemná poloha jsou jedním z předpokladů pro vznik a charakter zemětřesné činnosti. V západočeské oblasti se nachází mnoho zlomů, které lze zařadit do dvou poruchových systémů, jež jsou na sebe téměř kolmé – viz obr. 2.

Prvním je poruchový systém krušnohorského směru zvaný Ohárecký rift (ZJZ-VSV). Toto zlomové pásmo je složitým komplexem mnoha menších zlomů se třemi dominantními zlomy – Krušnohorský zlom, Centrální zlom a Litoměřický zlom.

Druhým je poruchový systém sudetského směru (SZ-JV až S-J). Mezi zlomy tohoto směru patří především Mariánskolázeňský a Tachovský zlom. Většina zlomů sudetského směru je podle P. Bankwitze součástí hlavního systému zvaného Regensbursko-Lipsko-Rostocká zóna, což je levostranný transformní zlom (Bankwitz a kol. 2003). Tachovský zlom je spojen se seismickou aktivitou na Ašsku, nikoli v hlavní epicentrální oblasti Nového Kostela.

Problematika zlomového systému v oblasti západní Čechy/Vogtland je velice složitá, jelikož se stále objevují důkazy o nových zlomech. V současnosti existuje několik názorů na přesnou seismickou aktivitu některých zlomů – viz dále.

3.4. Neovulkanická a post-vulkanická činnost

S tektonickým charakterem oblasti a s faktem, že se zde nachází aktivní magmatický reservoár (Horálek, 2008), je úzce spojena recentní seismická aktivita a také – v Českém masivu ojedinělá – třetihorní a čtvrtohorní sopečná činnost. Důkazem neovulkanismu jsou jak větší celky sopečného původu (např. Doupovské hory) tak i jednotlivé elevační tvary reliéfu – nejmladší sopky na našem území (Komorní Hůrka a Železná Hůrka), jejichž stáří je odhadováno na 450 – 900 tis., resp. 170 - 400 tis. let (Wagner a kol. 1998, cit. v Horálek a kol. 2004, str. 259). Dalšími důkazy lokálního neovulkanismu jsou post-vulkanické jevy - především v oblasti lázeňského trojúhelníku. Jedná se zejména o hojný výskyt minerálních pramenů (kterých je zde více než 100) a výronů horkých plynů - především CO₂ magmatického původu, jehož produkce je více než 300m³/hod (Weinlich a kol. 1999, cit. v Horálek 2004, s. 260). Za těmito jevy stojí již diskutovaný magmatický reservoár. Oblast vykazuje vertikální i horizontální pohyby svrchní kůry, časové změny zemské tíže (Mrlina a kol. 2003, cit. v Horálek 2004, str. 259) a zvýšený tepelný tok, jenž je také důsledkem již zmíněného ztenčení litosféry (Horálek 2004).

4. Typy seismické činnosti vyskytující se v Česku

V podstatě lze seismickou činnost rozdělit na dva typy podle příčiny jejího vzniku. Jedná se buď o tektonická zemětřesení nebo o antropogenní zemětřesení. V Česku se vyskytují oba tyto typy, přičemž každý se soustřeďuje v několika relativně ucelených regionech – viz obr. 3. Antropogenní zemětřesení jsou na našem území zastoupena důlními otřesy.

4.1. Tektonická zemětřesení

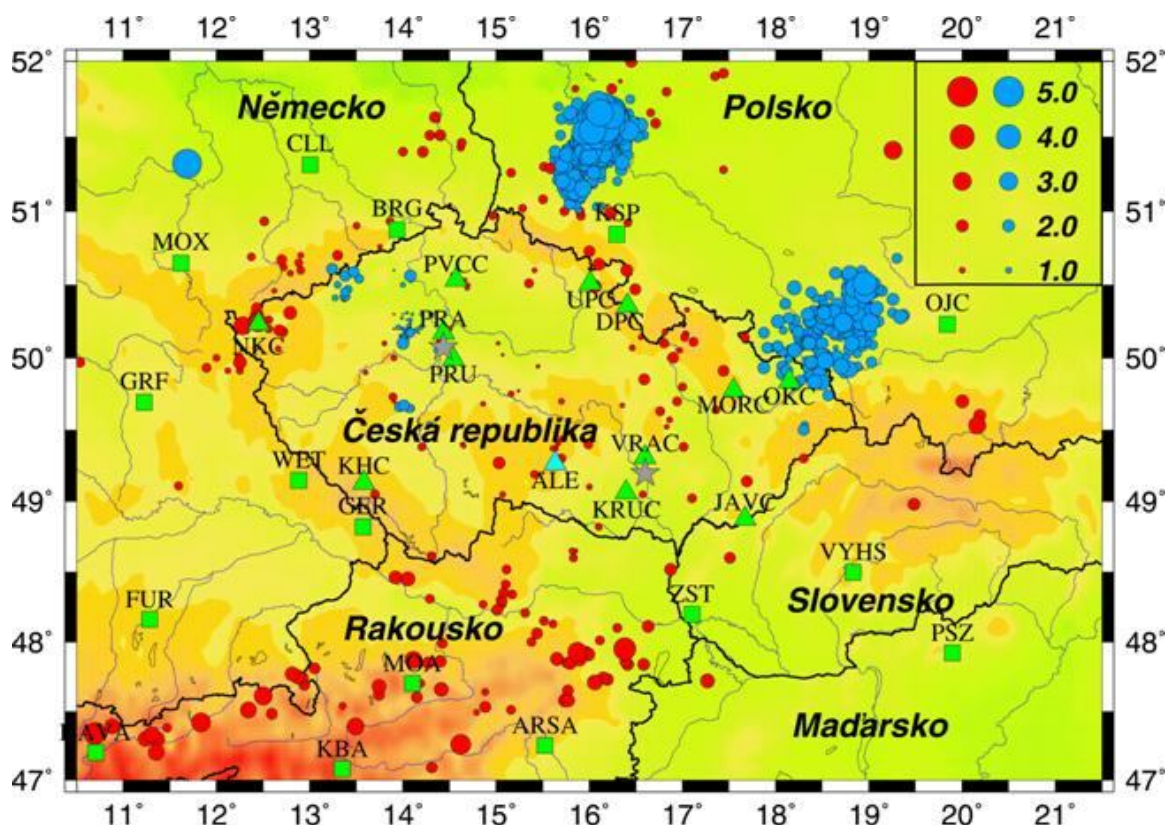
Prvním z typů zemětřesné aktivity jsou tektonická zemětřesení, která vznikají v místech styku hlavních litosférických desek nebo - jako v námi sledované oblasti - v místech hlubinných zlomů na rozhraní menších tektonických jednotek, kterými jsou u nás již zmíněné Saxothuringikum, Moldanubikum a částečně i Bohemikum. Někdy vznikají dokonce i na seismicky aktivních zlomech vyskytujících se uvnitř těchto ker. Za takové seismicky aktivní zlomy můžeme považovat i již zmíněné zlomy ze zóny Plesná-Počátky. Český masiv jako poměrně stabilní geologický celek vykazuje relativně slabou seismickou aktivitu, která je soustředěna především v okrajových částech tohoto masivu. Tektonická zemětřesení lze dále rozdělit na dva podtypy podle specifického průběhu otřesů – zemětřesné roje a otřesy s předtřesy a dotřesy (Procházková 1985). Skupiny zemětřesení lze podrobněji sledovat a analyzovat pouze z relativně krátké řady měření, jelikož údaje o slabších zemětřeseních v Evropě jsou k dispozici jen za 20. století (Procházková 1984).

Zemětřesné roje

Silnější zemětřesné roje se v Česku vyskytují pouze v regionu severozápadních Čech a přilehlých německých spolkových zemí Sasko a Bavorsko ohraničeném zhruba městy Kraslice, Mariánské Lázně, Karlovy Vary, Marktredwitz, Plauen a Selb (Fischer, Boušková, Horálek 2006). Někteří autoři tuto oblast zkráceně nazývají západní Čechy - Vogtland (Nehybka 2000).

Pro tuto oblast je charakteristický opakovaný výskyt zemětřesných rojů s lokálním magnitudem nepřesahujícím 5 (Špičák a kol. 1999, cit. v Zedník a kol. 2001, str. 272). Tyto roje, podle definice D. Procházkové, představují skupinu slabých i silnějších otřesů, mezi kterými se nevyskytuje žádný, intenzitou převládající otřes.

Obr. 3 Zemětřesení ve střední Evropě za období 1995-1999



Zdroj: ZEDNÍK J., PLEŠINGER A., PAZDÍRKOVÁ J.(2004): Zemětřesení a seismologické observatoře.

Pozn.: tektonická zemětřesení – červeně; důlní otřesy – modře; velikost symbolu odpovídá magnitudu otřesu – viz legenda

Otřesy s předtřesy a dotřesy

Tento podtyp tektonických otřesů, který se také vyskytuje v oblasti Českého masivu, je charakteristický slabými předtřesy, následným silným otřesem a dozníváním v podobě o poznání slabších otřesů, tzv. dotřesů (Procházková 1985). Ty se vyskytují v dalších poměrně ucelených regionech. Jedním z nich je východní polovina Krkonošsko-Jesenické subprovincie zahrnující významnou oblast Hronovsko-poříčské poruchy a oblast Orlických hor. Zde se do roku 1983 vyskytlo 8 otřesů z nichž nejsilnější byly podle (Procházková 1985) v letech 1957, 1961, 1963 a 1979. Tato oblast ovšem dlouhodobě nevykazuje tak vysokou seismickou aktivitu jako první zmíněný region. Na dalších místech Česka se vyskytují tektonická zemětřesení jen velice sporadicky. Jednotlivá zemětřesení se vyskytla na Kaplickém zlomu v jižních Čechách nebo na Vysočině. K jednomu z nejsilnějších jihočeských otřesů došlo poblíž Jindřichova Hradce v roce 1996 a jeho magnitudo dosáhlo 2,1.

4.2. Důlní otřesy

Druhý genetický typ seismické činnosti vyskytující se v Česku jsou důlní otřesy, zemětřesení způsobená důlním řícením. Takto vyvolaná zemětřesení patří mezi antropogenní zemětřesení, jelikož jsou úzce spojena s lidskou činností. Oblastmi vzniku těchto otřesů jsou regiony spojené s těžbou nerostných surovin, a to jak podpovrchovou tak i povrchovou.

V Česku je opět jen několik málo regionů s výskytem těchto otřesů. Jedná se především o Slezskou pánev ovlivněnou podpovrchovou těžbou černého uhlí. Většina pánve, důlní činnosti a s tím spojených otřesů se nachází na území Polska, kde vykazují otřesy i daleko vyšší intenzitu. První důlní otřes v Ostravsko-Karvinské pánvi byl zaznamenán v roce 1912 (Zedník a kol. 2001). Dalšími regiony této činnosti jsou trojúhelník Chomutov, Most, Litvínov, kde probíhá intenzivní povrchová těžba hnědého uhlí. Dále pak okolí Kladna, kde byla těžba černého uhlí zahájena již v roce 1775 a probíhala až do roku 2002 a okolí Příbrami, kde bylo jen v letech 1980 – 1983 zaznamenáno 5 důlních otřesů (Procházková 1985). Co se týče četnosti a intenzity těchto zemětřesení, obojí je srovnatelné s tektonickými zemětřeseními v západních Čechách. Zemětřesná aktivita je ve Slezské pánvi od roku 1989 zaznamenávána místní sítí, která registruje 20 až 50 tisíc otřesů ročně, přičemž ty silnější dosahují lokálního magnituda (M_L) 2 až 4. Nejsilnějším za posledních 10let byl otřes z roku 2002 v dole Doubrava na Karvinsku s $M_L = 3,9$. Tehdy zahynul jeden horník a 15 jich bylo zraněno. Nejvíce lidských životů si ovšem vyžádal otřes z 11. března 2004 v dole Lazy u Orlové také v Karvinské oblasti, kde zemřelo sedm horníků (Zedník 2004). Na Polské straně pánve jsou otřesy vlivem intenzivní těžbě ještě častější a dosahují lokálního magnituda až 5. Celé polovina z dvanácti zemětřesení, makroseismicky zaznamenaných v Česku mezi lety 1996 a 1999, vznikla v souvislosti s těžbou (Zedník a kol. 2001), což je velice varující.

5. Princip vzniku rojů

Zemětřesné roje mohou vznikat jak ve vulkanicky tak i v tektonicky aktivních oblastech (Giammanco 2008). Vznik rojů ve *vulkanických* oblastech je podle (Hill 1997, cit. v Giammanco a kol. 2008, str. 795) spojen s „magmatem vyplněnými kanály existujícími v křehké oblasti zemské kůry, které protínají nebo obklopují tektonický zlom. Tento zlom je následně aktivován intruzí magmatu. V *tektonicky aktivních* oblastech je princip vzniku rojů vysvětlován zvyšujícím se pórovým tlakem, vyvolaným prouděním fluid (Bräuer a kol. 2003, cit. v Giammanco a kol. 2008, str. 795). Hlavními světovými oblastmi výskytu zemětřesných rojů jsou Island (kde dosahují otřesy až magnituda 6,5), jižní Itálie, Massif central ve Francii, Japonsko, Nový Zéland a některé místa v USA – Havajské ostrovy, Kalifornie nebo Yellowstone N.P (Horálek a kol. 2004)

Magmatický reservoár a s ním související fluida

Mechanismus vzniku zemětřesných rojů v západních Čechách není dodnes zcela objasněn (Špičák, Horálek 2001). Nezbytným prvkem ve všech dosud známých modelech zemětřesných rojů je podle (Horálek a kol. 2004) magma nebo korové fluidum. Korovým fluidem se rozumí směs kapaliny a horkých plynů kolující v zemské kůře (Horálek a kol. 2004). Toto fluidum je úzce spojeno s přítomností magmatického reservoáru – viz kapitola 3.2. Důkazy o existenci reservoáru stále aktivního ultrabazického magmatu ve svrchním plášti shrnul ve svém článku (Kampf a kol. 1999, cit. v Weise a kol. 2001). Podle (Weinlich 1999, cit. v Weise 2001, str. 143) zásobuje tento reservoár - nacházející se pod oblastí křížení Oháreckého riftu a Mariánskolázeňského zlomu - všechny prameny v okolí oxidem uhličitým.

5.1 Modely vzniku rojů

První vysvětlení zemětřesných rojů podal už v roce 1963 Kiyoo Mogi, který spojil tento jev se silně rozlámanými a neobyčejně heterogenními oblastmi (Mogi 1963, cit. v Špičák, Horálek 2001, str. 151). Vycházel z předpokladu, že působením zvyšujícího se tlaku v takto heterogenním prostředí začne docházet k rozevírání mnoha menších zlomů a trhlin, nikoliv jednoho velkého zlomu (Špičák, Horálek 2001). Takto zvýšený tlak může být značně koncentrovaný a může být vyvolán intruzí magmatu nebo fluida (Jentzsch a kol. 2003).

Existuje i několik novějších modelů vzniku rojů, které jsou však jen jakýmsi rozvedením či upřesněním Mogiho základního modelu. Jedním z nich, které by podle mého názoru mohlo nejlépe vystihovat procesy v oblasti západní Čechy/Vogtland je model podle Yamashity. V něm se jedná o vertikální porézní plochu se zdrojem stlačené kapaliny na dolním okraji (Yamashita 1999, cit. v Horálek a kol. 2004, str. 259). Z tohoto reservoáru začne proudit fluidum do zvětšujícího se objemu pukliny. Další vývoj závisí na počtu nově vzniklých pórů. Pokud je během průniku kapaliny vytvořeno mnoho nových pórů, parametr b dosahuje vysokých hodnot a dochází ke vzniku zemětřeseného roje. Pokud však dojde ke vzniku pouze několika málo či dokonce nevznikne žádný nový pór nebo trhлина dochází ke vzniku předtřesů a následného hlavního otřesu (Jentzsch a kol. 2003).

Role fluid při vzniku západočeských rojů

Při studiích ohniskových mechanismů vybraných jevů během roje 1997 bylo zjištěno, že se zde kromě převažující střížné pohybové složky objevuje také statisticky významný podíl nestřížné pohybové složky. Tím byly tahové složky zjištěné v ohniskovém mechanismu typu šikmý přesmyk (oblique reverse), které mohou být způsobeny právě průnikem fluid do prostoru zlomu (Horálek 2003). Dalším důvodem, proč odborníci usuzují významnou roli fluid, je prostorově uspořádaná migrace ohnisek (Špičák, Horálek 2001). Migrace ohnisek a ohniskový mechanismus spolu velice úzce souvisí. Během roje 1997 byl zjištěn pohyb ohnisek od jihu k severu. V prvních fázích se jednalo pouze o mechanismus typu strike-slip. V dalších fázích, které se vyskytovaly severněji, se již jednalo o ony zmíněné nestřížné tahové složky. Vznik těchto tahových složek až v pozdějších fázích roje je interpretován jako rozevírání trhliny vyvolané difúzí fluid (Horálek a kol. 2004).

Vznik pórů způsobený pronikáním fluida pod vysokým tlakem je velice rychlý a dochází při něm k vyvolání seismických vln s relativně vysokou frekvencí. Tato frekvence může být v rozmezí 10 až 100 Hz (Horálek a kol. 2004). To je důvod, proč jsou otřesy západočeských rojů často doprovázeny zvukovými efekty připomínající hřmění nebo průjezd nákladních vozidel (Horálek a kol. 2004).

Korová fluida však mohou kromě vyvolávání dodatečného tlaku působit též jako médium snižující tření mezi styčnými zlomovými plochami v subkritickém napěťovém stavu (Horálek 2003).

Velice podobné závěry jako čeští a němečtí seismologové o oblasti západní Čechy/Vogtland zveřejnili o sicilských zemětřesených rojích italští seismologové

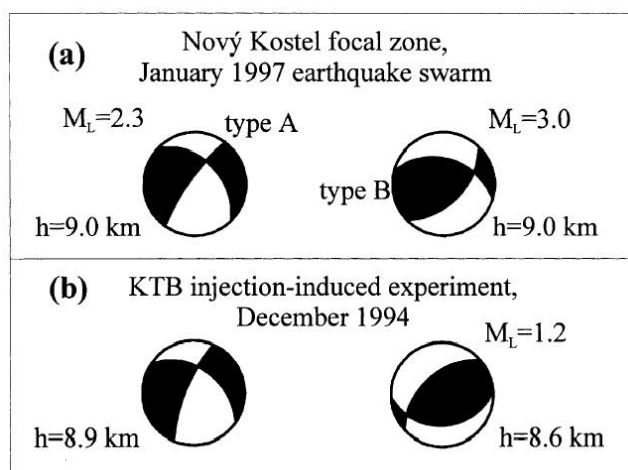
z národního institutu geofyziky a vulkanologie. Na Sicílii se vyskytuje velice podobná post-vulkanická činnost jako v mé zájmové oblasti (Giammanco a kol. 2008).

5.2 Experimenty ve vrtu KTB

Obrovský význam pro další výzkum, který by mohl přinést další poznatky o principu vzniku zemětřesných rojů a roli korových fluid na jejich genezi, má ultrahluboký vrt KTB (Kontinental Tiefbohrung Program) v severovýchodním Bavorsku v SRN nedaleko od českých hranic. V tomto vrtu hlubokém 9101 metrů bylo provedeno již v 90. letech několik experimentů simulujících vniknutí fluid do horninového prostředí v subkritickém napěťovém stavu. Pomocí injektáže kapaliny (v tomto případě solného roztoku) do vrtu pod vysokým tlakem se podařilo indukovat rojová mikrozemětřesení (Horálek a kol. 2004). V roce 1994, kdy byl tento experiment poprvé uskutečněn, byla indukována série několik set rojových mikrozemětřesení (Fischer 2003). Tyto otřesy byly vyvolány injektáží 200 m³ solného roztoku pod maximálním tlakem 130 MPa v hloubce 9 km (Zoback, Harjes 1997, cit. v Horálek a kol. 2004, s. 2). Nejsilnější otřesy ($M_L = 1,2$) byly pozorovány v hloubkách 7,5-9 km (Horálek a kol. 2004), což zhruba odpovídá hloubkám ohnisek zemětřesných rojů v západních Čechách.

Další snahou o objasnění přesné příčiny vzniku zemětřesných rojů v oblasti západní Čechy/Vogtland bylo porovnání ohniskových mechanismů západočeských rojů s uměle vyvolanými mikrozemětřeseními v hlubinném vrtu KTB. Pro toto srovnání byly použity dva reprezentativní ohniskové mechanismy z roje 1997 a dva reprezentativní ohniskové mechanismy dvou klastrů z vrtu KTB – viz obr. 4. Tyto klastry se nacházely v hloubkách 8,6 a 8,9 km (Zoback, Harjes 1997, cit. v Špičák, Horálek 2001, s. 158). Výrazná podobnost ohniskových mechanismů z obou lokalit indikuje podobné až identické podmínky panující během otřesů – převládající tektonické napětí ve směru SSZ-JJV a intruze či injektáž fluida (Špičák, Horálek 2001).

Obr. 4 Srovnání diagramů dvou hlavních ohniskových mechanismů



Zdroj: ŠPIČÁK A., HORÁLEK J. (2001): Possible role of fluids in the process of earthquake swarm generation in the West Bohemia/Vogtland seismoactive region. *Tectonophysics*, 336, s. 151-161.

Pozn.: a) z lednového roje 1997 v oblasti Nového Kostela

b) z prosincového experimentu 1994 v hlubinném vrtu KTB (SRN)

6. Zemětřesné roje v západních Čechách

Označení zemětřesný roj bylo poprvé použito v sousedním Sasku během dlouhotrvajících otřesů na přelomu 19. a 20. století. Tento termín navrhl německý seismolog Credner v roce 1900 (Weise a kol. 2001). Pojem *zemětřesný roj* se později ujal mezi seismology na celém světě (Fischer 2006).

6.1. Charakteristika a vlastnosti

V západních Čechách se jedná o kombinaci vulkanické a tektonické aktivity. Jde o oblast s nedávnou vulkanickou a výraznou post-vulkanickou aktivitou a také se zde vyskytují tektonické zlomy. Vzniku rojů zde nahrává i fakt, že se zde kříží dva rozsáhlé zlomové systémy - nikoli pouze dva hlubinné zlomy. V Mariánskolázeňském zlomovém systému, resp. zóně Plesná-Počátky, i v Oháreckém riftu je zemská kůra narušená mnoha relativně krátkými paralelními zlomy, což odpovídá Mogiho představě o silně rozlámaném a neobyčejně heterogenním prostředí. Dle vyjádření Dr. Kozáka zde proto vznikají poměrně málo rozsáhlé styčné plochy mezi jednotlivými zlomy, které nejsou schopné v sobě akumulovat dostatečnou energii ke vzniku silnějšího otřesu a tudíž se energie uvolňuje v mnoha malých dávkách z jednotlivých kontaktních ploch. Tyto plochy obvykle dosahují velikosti jen několika set metrů čtverečních.

Ve studované oblasti byly zjištěny tři druhy seismické aktivity (Fischer, Horálek 2003), z nichž za stěžejní jsou považovány první dva:

- 1) roje - rozsáhlé sekvence otřesů obsahující většinou tisíce jevů, které tvoří časoprostorové shluky; nejsilnější otřesy jsou cítit i makroseismicky, ale jen výjimečně přesáhnou magnitudo 4 (Fischer, Horálek 2003).
- 2) mikroroje - rojové aktivity tvořené desítkami až stovkami jevů; nepřesahující magnitudo 2,5; nejčastěji je $0,2 \leq M_{\max} \leq 2,2$; zaznamenané pouze přístroji (Fischer, Horálek 2003).
- 3) osamocené otřesy – neshlukují se v čase ani v prostoru (Fischer, Horálek 2003).

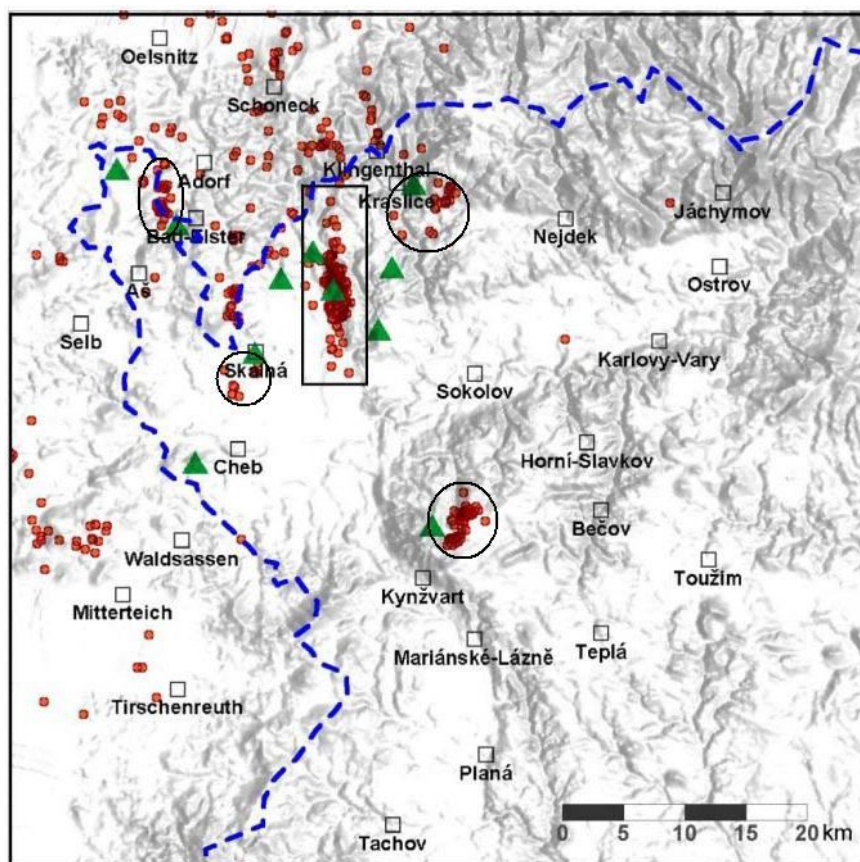
Mikroroje se mohou vyskytovat buď samostatně nebo před hlavním rojem a po jeho skončení (Procházková 1984). Mikroroje mohou tedy v některých případech upozornit na blížící se silný roj. Detailní studium rojů umožnilo, jak bylo již řečeno, až přesné měření ve 20. století. Tyto roje mohou mít velmi různou dobu trvání – ty slabší jen několik málo dní, silnější například až 3 měsíce (Procházková 1985), přičemž jedna z jejich typických vlastností je, že doba jejich trvání je přímo úměrná intenzitě nejsilnějších otřesů nacházejících se v daném roji (Procházková 1984). Některé roje mohou ovšem trvat jen několik hodin (Horálek 2004). Dalšími vlastnostmi zmíněnými v (Procházková 1984) jsou například, že „roje i mikroroje začínají zpravidla silnějšími otřesy“ a že „soubor dat se rozpadá na dvě nebo více období zvýšené aktivity, mezi nimiž nastává její výrazný pokles“. Tento jev se vysvětluje postupnou aktivizací dvou hlavních zlomů – Mariánskolázeňského a Krušnohorského (Procházková 1984).

6.2. Prostorové rozmístění

Problémem při lokalizaci jednotlivých otřesů, jak absolutní tak i relativní, je, že doposud nebyl vytvořen žádný reálný seismický 3D model svrchní kůry (Horálek 2003). Důvodem je složitost geologické stavby okolí. Přesnost lokalizace hypocentra se odvíjí od jeho relativní polohy vzhledem k síti seismických stanic (Málek, Janský 2003). Dále se přesnost liší i podle výběru stanic použitých k výpočtu (Málek, Janský 2003). Relativní poloha hypocenter je dnes již určována s přesností $\pm 60\text{m}$ horizontálně a $\pm 100\text{m}$ vertikálně. V určení absolutní polohy hypocentra lze však nalézt větší odchylky. Automatická lokalizace pomocí speciálního softwaru je ještě méně přesná. Její bezespornou výhodou je však rychlost zpracování velkého množství dat. Pro prvotní informaci o charakteru roje je však tato přesnost dostačující.

(Procházková 1984) vymezila celou seismicky aktivní oblast západní Čechy-Vogtland na základě přístrojových dat mezi $50 - 50,6^\circ$ s.š. a $12 - 13^\circ$ v. d. Ohniska rojů se shlukují převážně v sedmi ohniskových zónách, přičemž hlavních pět se nachází na našem území (okolí Nového Kostela, oblast severovýchodně od Lázní Kynžvart, oblast jihovýchodně od Kraslic, dále oblast jižně až jihozápadně od obce Skalná a oblast Ašska vycházející směrem na severovýchod do Německa) – viz obr. 5.

Obr. 5 Mapa reliéfu zemětřesné oblasti západní Čechy/Vogtland s epicentry zemětřesení za období 1991 – 2000



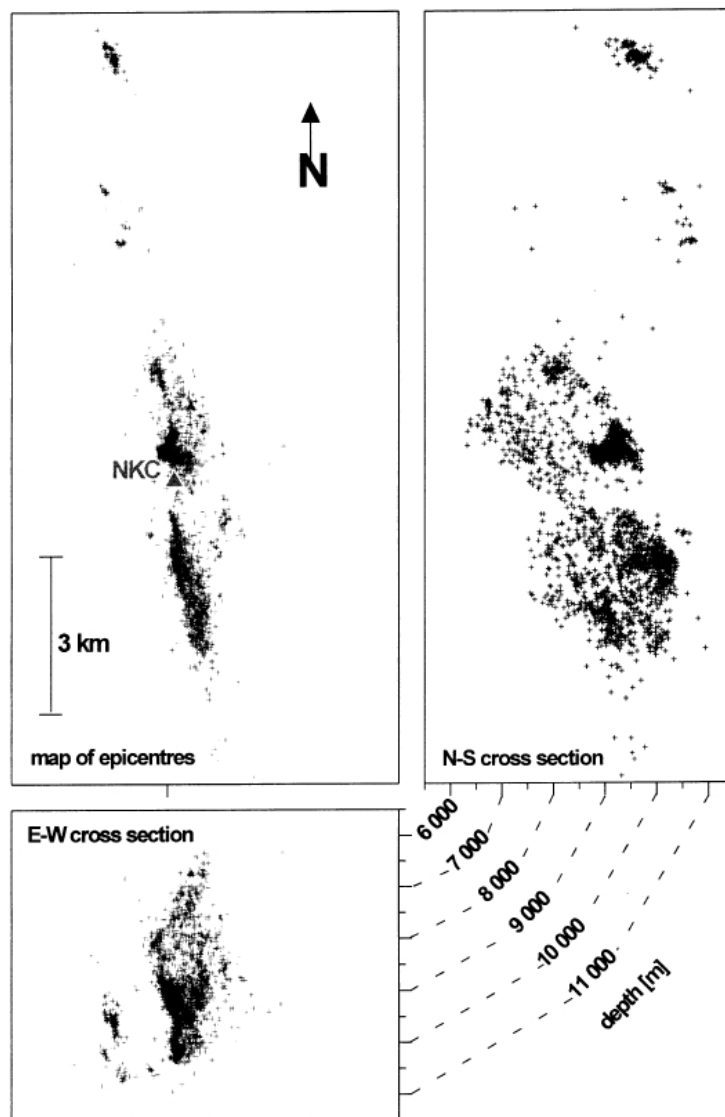
Zdroj: HORÁLEK J., FISCHER T., MRLINA J., BOUŠKOVÁ A. (2004): Západní Čechy – přírodní geodynamická laboratoř. Čs. čas. fyz., 54, 4, s. 258-263.

Pozn.: epicentra – červeně, stanice sítě WEBNET - zeleně

Oblast Nového Kostela je vzhledem ke své výrazné aktivitě centrem celé oblasti. Mezi lety 1989 – 2001 se zde vyskytlo 90 % z celkového počtu otřesů (Horálek a kol. 2004) a uvolnilo více než 90 % celkové energie uvolněné v celé oblasti (Horálek 2003). (Babuška a kol. 2007) například tvrdí, že „mezi lety 1991 a 2004 se v oblasti Nového Kostela vyskytlo 1 052 otřesů $M_L > 1$, což je 87 % z celkového počtu takovýchto zaznamenaných jevů“. Hlavní část celého výzkumu seismické aktivity v západních Čechách se také zaměřuje především na tuto oblast. Převážná většina otřesů, které se vyskytují v této oblasti, se shlukuje v prostorově omezených ohniskových zónách a tedy i omezených epicentrálních zónách. Tvar největší epicentrální zóny – Nový Kostel – by se dal charakterizovat jako elipsa ležící východně od obce Nový Kostel. Její delší osa leží téměř ve směru S-J a odpovídá tímto směrem více zóně, kterou zmiňuje (Bankwitz 2003) než poloze východního okrajového zlomu (pokračovatele MLZ). Epicentrální oblast se ovšem nenacházela v historii vždy poblíž Nového Kostela. Roje do roku 1985

se sice vyskytovaly na tomto zlomu táhnoucím se od Nového Kostela na jihu až k německému Klingenthalu na severu, ale spíše v jeho severní části u česko-německých hranic (Klinge a kol. 2003).

Obr. 6 *Mapka a podélný i příčný vertikální řez hlavní ohniskovou plochou*



Zdroj: FISCHER T., HORÁLEK J. (2003): Space-time distribution of earthquake swarms in the principal focal zone of the NW Bohemia/Vogtland seismoactive region: period 1985–2001. *Journal of Geodynamics*, 35, s. 125–144.

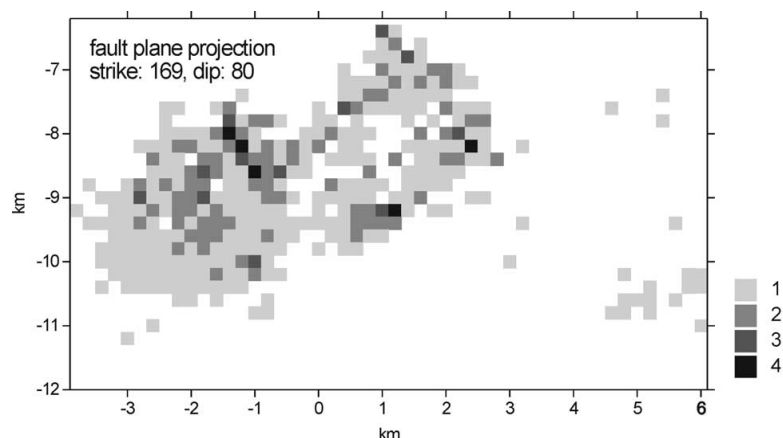
Pozn.: na obrázku jsou vyznačena ohniska 3084 otřesů z let 1991-2001 a 134 vybraných otřesů z roje 1985/86

Hlavní ohnisková, resp. zlomová plocha u Nového Kostela – viz obr. 6, kde se vyskytla i většina otřesů roje z let 85/86 a 2000, má výrazný rovinný charakter. Všechna ohniska jsou aproximována do plochy s azimutem 169° prudce klesající směrem na

západ pod úhlem 80° (Horálek a kol. 2004; Horálek 2003). Rozměry celé této plochy jsou přibližně 16×5 km, přičemž převážná většina aktivity se odehrává pouze 7000×4000 m. Její šířka se pohybuje do 1000 m. Při pohledu na s.-j. řez touto plochou je evidentní její rozčlenění na dva oddělené shluky ohnisek – severní a jižní klastr. Při každém z rojů se však vyskytují ohniska pouze v některé části zlomové plochy, nikdy se plocha neaktivuje celá – viz popis jednotlivých rojů dále.

Výzkum na této zlomové ploše byl zaměřen také na reaktivaci jednotlivých částí, která je pro tuto plochu charakteristická. (Fischer, Horálek 2003) rozdělili hlavní část plochy (10×6 km) na 1500 buněk po 200×200 m. Většina těchto buněk byla mezi lety 1991-2001 aktivována pouze jednou. Některé však byly aktivovány vícekrát – maximálně čtyřikrát. Bylo zjištěno, že reaktivované buňky se nevyskytují náhodně, nýbrž mají tendenci se shlukovat do segmentů (Fischer, Horálek 2003). Tyto segmenty se vyskytují v místech hlavní zlomové plochy postižených roji 1985/86, 1997 a 2000 (Fischer, Horálek 2003). Na obr. 7 je vidět množství reaktivací jednotlivých buněk i jejich rozmístění na hlavní zlomové ploše.

Obr. 7 Počet reaktivací jednotlivých buněk



Zdroj: FISCHER T., HORÁLEK J. (2003): Space-time distribution of earthquake swarms in the principal focal zone of the NW Bohemia/Vogtland seismoactive region: period 1985–2001. *Journal of Geodynamics*, 35, s. 125–144.

Oblast jižně od obce Skalná má spíše kruhový tvar a nachází se také na křížení dvou zlomů a to Západního okrajového zlomu a Krušnohorského zlomu. Všechna zemětřesení v celé oblasti patří mezi tzv. mělká zemětřesení (do 70 km). Hypocentra při těchto rojích se vyskytují zpravidla v zemské kůře (Procházková 1984) a to v rozmezí od 4 do 22 km. Převládající hloubka je 7-11 km (Horálek 2003). V oblasti Nového Kostela se žádné ohnisko nevyskytlo v hloubce pod 12 km - obr. 6, což zřejmě indikuje

hranici pro křehké porušení hornin v zemské kůře (Horálek a kol. 2004). Tato hranice souvisí podle Sibsona s přechodovou zónou mezi křehkou a plastickou svrchní ZK při teplotě 300 – 350°C (Sibson 1982, cit. v Horálek a kol. 2004, s. 260). Hloubka ohnisek se však směrem na sever značně zvětšuje. Např. v polovině spojnice Nový Kostel – Plavno dosahuje již hloubek kolem 22 km (Babuška a kol. 2007). Zajímavostí bezesporu je, že jednotlivé roje se odehrávají na velice malých plochách, přičemž tyto plochy jsou velice kompaktní, což je též patrné z přiloženého obr. 6. Detailněji bude o velikosti ploch resp. objemů jednotlivých rojů pojednáváno dále.

6.3. Časové rozložení

Výzkum časového rozložení seismické aktivity je velice důležitý. Zjištění jakékoli pravidelnosti, zákonitosti či dokonce periodicity výskytu rojů by mohlo výrazně napomoci

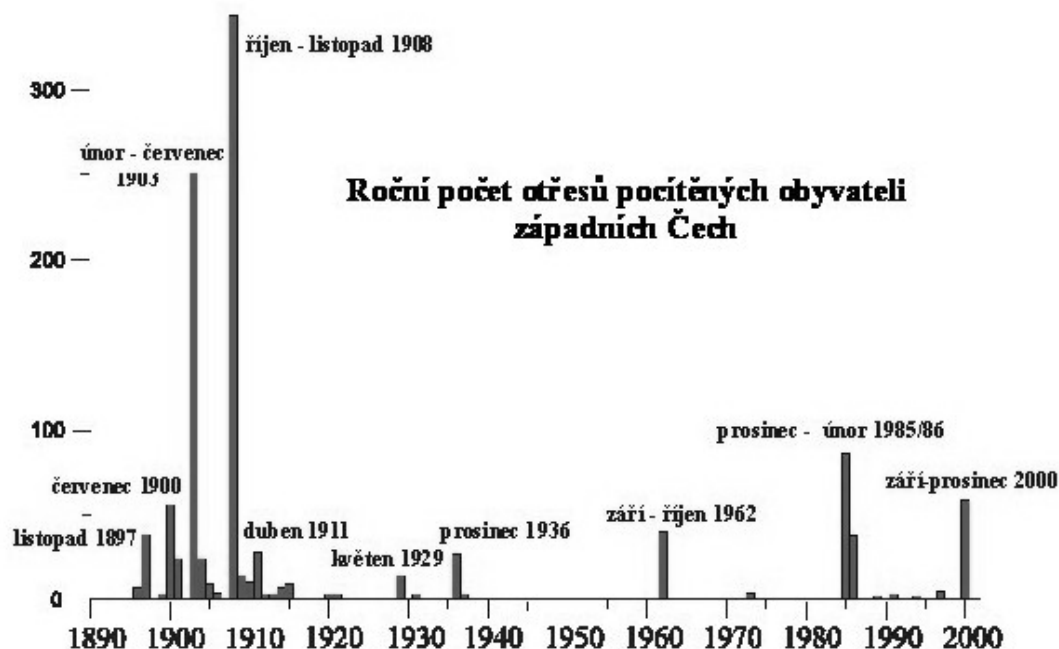
k predikci této aktivity. Časová pravidelnost je pro laickou veřejnost lépe srozumitelná než ostatní – vědecké a často složité – metody předpovědi. Nevýhodou je, že pro analýzy časového rozložení je potřeba co nejdelší souvislá datová řada. Od 16. století jsou například známy pouze otřesy s epicentrální intenzitou $I_0 > 6$ a až do roku 1968, kdy v byly v Německu instalovány přesné seismografy, byla zaznamenávána pouze zemětřesení s $I_0 > 2,5$ (Procházková 1986a). Data, která by byla pro tuto analýzu vhodná, však pokrývají přibližně poslední dvě století. Data z 19. století navíc nejsou zdaleka úplná a jedná se často pouze o odhady. Při snaze o hledání časových pravidelností ve výskytu zemětřesných rojů musíme rozlišovat mezi klasickými roji a mikroroji, které se vyskytují i v obdobích relativního klidu a v minulosti nebyly vůbec registrovány. Jejich monitorování začalo až s instrumentálním měřením.

Kolektivem autorů Geofyzikálního ústavu byl vytvořen graf časového rozložení rojů, které se vyskytly v jednotlivých obdobích zvýšené aktivity za poslední dvě století. Tento graf obsahuje také počty otřesů během jednotlivých rojů přesahujících epicentrální intenzitu $I_0 > 3$. Graf byl publikován v brožurě Zemětřesení v západních Čechách. Tento graf nezahrnuje však již roje z let 1997 a 2000. Podobný graf publikoval (Fischer a kol. 2006) na stránkách Geofyzikálního ústavu AV – viz graf 1. Tento graf zahrnuje období od roku 1890 do roku 2000 včetně. Na základě těchto dvou grafů je možné se pokusit o analýzu časového rozložení rojů. Roje se vždy vyskytují po období delšího klidu, což podle (Procházková 1986a) znamená, že „akumulace energie trvá déle než její uvolnění“.

Období výrazně zvýšené seismické aktivity se za oněch posledních 200 let vyskytlo pouze jednou, a to na přelomu 19. a 20. století. Dr. Kozák osobně nazývá toto období „rojem rojů“. Dalším velice silným rojem byl roj na přelomu let 1985 a 1986. Takto silné roje či dokonce skupiny rojů, jejichž intenzita přesáhla 6° MSK-64, jsou popisovány již od 16. století a jejich průměrná perioda je vypočtena na 74 ± 10 let (Gruenthal, 1989, cit. v Klinge a kol. 2003, s. 84).

Ve výskytu rojů průměrné intenzity lze však hledat jinou a to výrazně kratší periodu. Z grafu 1, pokrývajícího celé 20. století, je zřejmé, že mezi jednotlivými roji se vyskytují kratší či delší období klidu. Pro tato období je však charakteristický výskyt mikrorojů, které jsou zaznamenány pouze instrumentálně. Nejdelší známé období klidu trvalo od roje v roce 1824 až do prvního roje ze série rojů na přelomu století z roku 1897 – tedy více jak sedmdesát let. Během této doby se vyskytlo jen několik ojedinělých otřesů mající $I_0 > 3$. Tato relativně dlouhá doba zřejmě vedla k nashromáždění značného množství energie, která se pak uvolňovala po dobu téměř 15 let v podobě celé série rojů.

Graf 1 Časové rozložení rojů 1890-2000 včetně ročních počtů otřesů pocítených obyvateli



Zdroj: FISCHER T., BOUŠKOVÁ A., HORÁLEK J. (2006): Zemětřesení v západních Čechách.

Další dvě poměrně dlouhá období klidu trvala přibližně třetinu nejdelší seismické pauzy z 19. století. První trvalo od roku 1936 do roku 1962 – tedy 26 let a druhé 23 let dlouhé období od roku 1962 až do nejsilnějšího novodobého roje z přelomu let 1985/86. Naopak nejkratší období klidu (nebereme-li v potaz pauzy mezi jednotlivými roji ze série rojů z přelomu století) trvalo jen něco málo přes sedm let – od června roku 1929 do listopadu 1936.

Při výpočtu průměrné délky období klidu mezi jednotlivými roji dojdeme k odlišným výsledkům podle toho jak dlouhé období zahrneme a jak je rozčleníme. Při tomto výpočtu se vyskytují dvě hlavní nejasnosti. První je rozdělení série rojů z let 1897-1911 na jednotlivé roje, jejichž parametry budou srovnatelné s ostatními roji. Druhou je spolehlivost dat od počátku 19. století do roku 1890, kdy začalo systematické sbírání makroseismických dat. Na základě těchto dvou aspektů jsem spočetl čtyři různé hodnoty pro průměrnou délku období klidu mezi jednotlivými roji.

1) 1800-2008

2) 1890-2008

A) období 1897-1908 je považováno za jeden roj

B) v období 1897-1908 jsou vymezeny čtyři nejsilnější roje (1897, 1900, 1903, 1908)

	1)	2)
A)	25	17
B)	18	12

Pozn.: číselné hodnoty jsou v letech a jsou zaokrouhlené na celé číslo

Do tohoto výpočtu byly zahrnuty roje 1824, 1897, 1900, 1903, 1908, 1929, 1936, 1962, 1985/86, 2000, 2008. Tabulka ukazuje průměrné délky období relativního klidu mezi jednotlivými roji, jejichž intenzita $I_0 \geq 5$. Výsledky se velmi liší podle zahrnutých vstupních údajů. Podle mého názoru nejsou zaznamenávány všechny roje dostatečně dlouho na to, aby mohlo být přesněji určeno jejich časové rozložení. Dvoustletá řada je na určení periodicity jevů, které mohou mít mezi sebou interval i 73 let, opravdu krátká.

Periodicitou mikrorojů však již má cenu se zabývat. I přes skutečnost, že tyto mikroroje jsou detailně instrumentálně zaznamenávány až od konce 80. let, má význam se jejich periodicitou zabývat právě vzhledem k jejich častému výskytu. (Nehybka a kol. 2003) soudí, že „seismická aktivita se objevuje mnohem častěji, než je možné ji

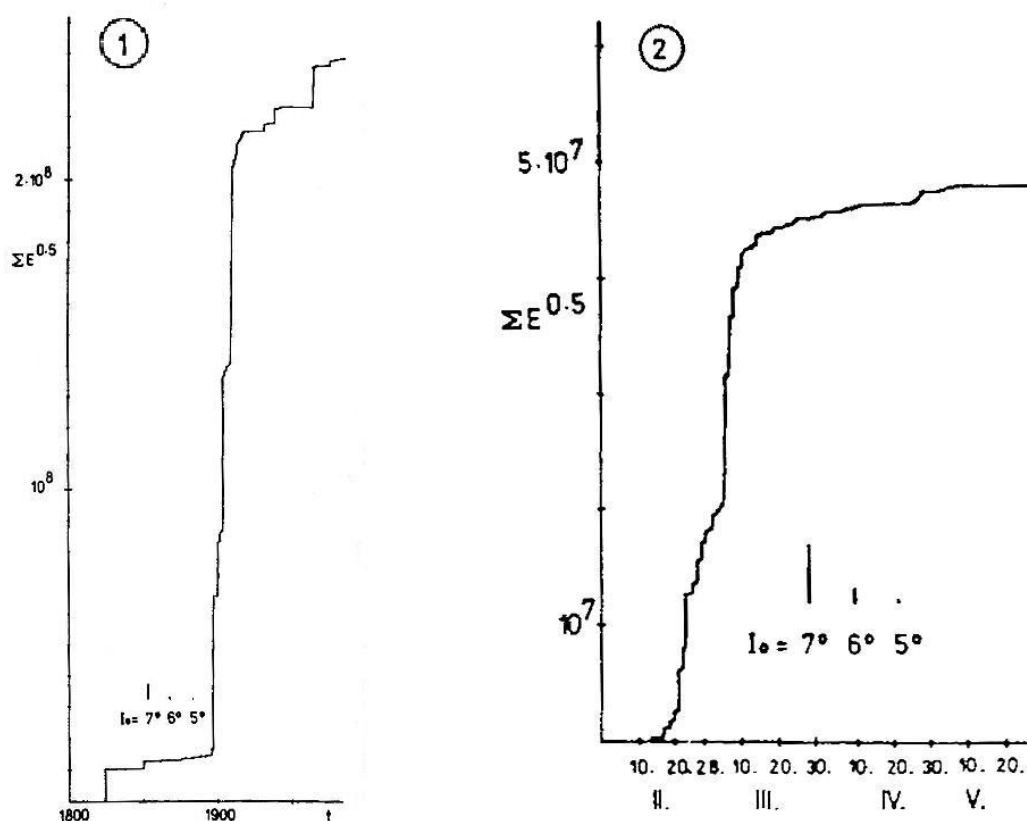
pozorovat v podobě zemětřesných rojů makroseismického rozsahu“. Dále také uvádí, že perioda mezi jednotlivými mikroroji je maximálně tři roky (Nehybka a kol. 2003).

Při porovnání $\max I_0$ a délky trvání dvou rojů, jímž předcházelo různě dlouhé období klidu, jsem došel k závěru, že délka období klidu nemá na tyto parametry vliv. Roj z roku 1962, kterému předcházelo 25 let klidu, i roj z přelomu let 1936/37, který následoval jen 7 let po předchozím, vykazují velice podobné hodnoty těchto dvou parametrů. Na druhou stranu, pokud přijmeme možnost, že sérii rojů z přelomu předminulého a minulého století skutečně předcházelo 73 let období klidu, můžeme se domnívat, že zde existuje bezprostřední souvislost. Tuto souvislost vidím mezi dlouhým obdobím klidu během, kterého dochází z akumulaci energie ve stresových zónách, a množstvím uvolněné energie v letech 1897 – 1911, resp. 1915.

6.4. Charakteristiky jednotlivých rojů

Pro charakteristiku jednotlivých rojů je možné použít mnoho údajů a metod. Nejčastěji se začíná jeho časovým vymezením. To je rokem výskytu roje - u novodobých rojů včetně data prvního a posledního otřesu, u starších rojů většinou pouze přibližnou délkou jejich trvání. Dále počtem fází zvýšené seismické aktivity během roje a jejich průměrnou délkou. Podstatnou informací je celkové uvolněné množství energie během roje. Závislost množství uvolněné energie v čase vyjadřuje Benioffův součtový graf – viz graf 2, který je definován jako suma dílčích hodnot druhých odmocnin energií jednotlivých seismických jevů ($\sum E_k^{1/2}$) za jeden den pro plošně vymezenou oblast (Schellong a kol. 2002). Z průběhu tohoto grafu lze vypočítat i již zmíněný počet fází zvýšené aktivity. Pro charakter roje je velice podstatná i intenzita nebo magnitudo nejsilnějšího otřesu. Intenzita se častěji udává u starších rojů, kdy ještě nebylo k dispozici instrumentální měření. V současnosti se často uvádí obě hodnoty. Přibližné hodnoty magnituda historických otřesů lze však získat pomocí vzorců zkonstruovaných na základě empirických vztahů. Pokud známe alespoň epicentrální intenzitu zemětřesení, jsme schopni spočítat tzv. makroseismické magnitudo. Přesnějšího výpočtu lze dosáhnout ještě dosazením hloubky hypocentra. Vzorec pro zemětřesení s ohnisky v Českém masivu a Západních Karpatech odvodil Ing. Vít Kárník, DrSC. při sestavování katalogu historických zemětřesení na území Československa (ÚFZ MU - viz Seznam použitých zdrojů).

Graf 2 Benioffův součtový graf 1) pro období 1800 – 1986 a 2) pro rok 1903



Zdroj: PROCHÁZKOVÁ, D. (1986a): Earthquake pattern in Western Bohemia. In: Procházková, D.: Earthquake swarm 1985/86 in Western Bohemia: proceedings of workshop. Československá akademie věd, Praha, s. 18-26.

Empirické vztahy pro výpočet magnituda

- základní vztah ... $M = a + b I_0$

- rozšířený vztah ... $M = a + b I_0 + c \log h$

kde a a b jsou parametry lišící se pro jednotlivá území, M je magnitudo, I_0 je epicentrální intenzita a h je hloubka hypocentra [km]

- Kárníkův empirický vzorec pro výpočet magnituda publikovaný v roce 1984:

$$M = 0,63 I_0 + 0,5$$

$$M = 0,55 I_0 + 0,93 \log h + 0,14$$

- empirický vzorec pro výpočet makroseismického magnituda pro Český masiv, který publikovala (Procházková a kol.1986):

$$M = 0,5 I_0 + \log h + 0,35$$

- příkladem z jiného území může být vzorec pro silná mělká zemětřesení v Řecku od roku 1950 publikovaný v (Papazachos a kol. 1997, cit. v Musson a kol. 2008, str. 15):

$$M = 0,46 I_0 + 1,56 \log h + 0,79$$

Dalšími parametry jsou celkový počet otřesů během roje, počet otřesů pocítených obyvatelstvem, graf závislosti počtu otřesů na magnitudu, množství uvolněné energie během jednoho dne, počet otřesů za den, příčné nebo podélné plošné grafy migrace ohnisek v průběhu roje, časový odstup mezi po sobě jdoucími otřesy stejného magnituda a další.

Pro určení rozložení četnosti magnitud různé síly se používá hodnota parametru b , na níž toto rozložení závisí. Tento parametr se udává pro jednotlivé oblasti a tudíž každá oblast má jiný počet zemětřesení určitého magnituda v určitém časovém intervalu (Burjánek a kol. 2005).

Rozložení četnosti intenzity otřesů lze vyjádřit pomocí empirických funkcí. Jejich příkladem jsou níže uvedené funkce. První vyjadřuje počet otřesů N podle epicentrální intenzity I_0 a druhá kumulativní četnost otřesů vyšší intenzity než I_0 . Tyto dvě funkce uváděné v (Procházková 1986a) jsou platné pro otřesy $I_0 \geq 3$ z období 1881 – 1983:

$$1) \log N = (5,17 \pm 0,35) - (0,68 \pm 0,07) * I_0$$

$$2) \log N_c = (5,83 \pm 0,17) - (0,76 \pm 0,03) * I_0$$

Roj z roku 1824

Během 19. století byly zaznamenány jen dva roje (GFÚ), což může ovšem být způsobeno stářím těchto záznamů. První roj, o kterém existují poměrně dobré informace je ze začátku roku 1824. Jeho odhadovaná doba trvání je kolem 4 týdnů během ledna a začátku února. Nejsilnější otřes dosáhl $I_0 = 6,5$ (Procházková 1986a).

Série rojů z přelomu 19. a 20. století

Dalším rojem, o kterém již existuje mnoho informací, byl roj z října až listopadu roku 1897, který je možno považovat za součást série rojů z přelomu století. Tento roj trval cca pět týdnů a byl rozdělen na čtyři fáze zvýšené aktivity trvající v rozmezí 4 až 6 dnů. Nejvyšší aktivity dosáhl na přelomu října a listopadu, kdy bylo během jednoho dne zaznamenáno téměř 120 otřesů.

Zvýšená seismická aktivita oblasti trvala od října roku 1897 v podstatě až do roku 1915, přičemž poslední významnější roj byl zaznamenán v dubnu 1911. V tomto období

zvýšené aktivity, zvané Dr. Kozákem „roj rojů“, se dá nalézt hned několik relativně silných rojů. Jednotlivé roje vymezila (Procházková 1986a) takto:

- 1) říjen – listopad 1897
- 2) červenec – srpen 1900
- 3) květen – červen 1901
- 4) únor – březen 1903
- 5) říjen – listopad 1908
- 6) duben 1911 (Fischer 2006) – tento roj uvádí (Procházková 1986a) jako menší roj, trvající pouze pár dní; podle mého názoru je však srovnatelný (alespoň co do počtu otřesů pocítěných obyvateli) s rojem 1901 a tudíž ho zde uvádím

Nejsilnější otřes z tohoto období měl intenzitu 7° MSK-64. Vyskytl se 5. března 1903 ve 20 hodin a 37 minut (Procházková 1986a), a tudíž nebyl na našem ani na německém území instrumentálně zaznamenán. Tento otřes je až doposud pravděpodobně nejsilnějším otřesem z této zdrojové oblasti vůbec. Podle Kárníkova vzorce vychází magnitudo tohoto otřesu cca 5. Další silný otřes, který byl však již zaznamenán přístroji nastal 21. října 1908 v 20 hodin a 39 minut. Magnitudo bylo v tomto případě 3,7 a epicentrální intenzita dosáhla 6° MSK-64.

Během tohoto období se vyskytlo mnoho mikrorojů a menších rojů, které trvaly jen několik málo dní a v kontextu silných rojů byly v té době zanedbatelné. Takovéto skupiny otřesů se vyskytly v letech 1904, 1905, 1906, 1908, 1909, 1912, 1914 a 1915. Dalo by se tedy říci, že téměř každý rok se zde vyskytla menší či větší série otřesů.

Seismické roje byly zaznamenány i v letech 1929, 1936-37, 1962 a 1973. O těchto rojích však není k dispozici mnoho informací. Je to zřejmě ovlivněno dvěma faktory: 1) roje nebyly dlouhotrvající ani mimořádně silné – např. roj v roce 1929 trval jen jeden týden a jeho maximální intenzita byla 5,5; 2) nepříhodné společensko-politické podmínky panující v této době. Například k roji z roku 1962 nebyla shromážděna žádná makroseismická data od tamních obyvatel (Procházková 1986a).

Zřejmě nejlépe prostudovanými roji jsou roje z let 1985/86, 1997 a 2000. Na zpracování dat ze zatím posledního roje z října loňského roku se zatím čeká.

Roj 1985/86

Tento roj byl nejsilnějším rojem po skončení série rojů v roce 1911 a zároveň byl prvním rojem, jehož průběh byl monitorován digitálně. Délka období klidu mezi těmito silnými roji velice dobře odpovídá již zmiňované periodě 74 let. První slabé otřesy neboli předtřesy tohoto roje začaly již na začátku prosince roku 1985. Silnější otřesy pak přišly mezi 18. 12. 1985 a 25.1. 1986. Poslední dotřesy řazené do tohoto roje byly zaznamenány ještě kolem 7.2. 1986. Celý roj tedy trval včetně slabých okrajových otřesů přes 2 měsíce a byl monitorován třemi přechodnými stanicemi (TIS – Tisová, OVC – Oloví a VAC – Vackov) (Horálek, Jedlička 1987, cit. v Fischer, Horálek 2003, str. 128). Epicentrální oblast tohoto roje se nacházela na hlavní zlomové ploše u Nového Kostela. Ohniska roje se vyskytovala v obou zmíněných klastrech. Většina však náležela do severní části (Fischer, Horálek 2003). Tento roj aktivoval největší objem ze všech dodnes monitorovaných rojů. Oblast, ve které se vyskytly všechny otřesy 85/86, měla 4000 x 2000 m. Během roje 1985/86 bylo pozorováno okolo 8600 otřesů (Bormann 1989, cit. v Klinge a kol. 2003, s. 93). Všechny tyto otřesy se nacházely v hloubce 6,5 až 9,5 km (Fischer, Horálek 2003).

Roj lze rozdělit do čtyř fází zvýšené aktivity. Co do počtu otřesů jsou zdaleka nejvýraznější druhá a třetí. Období snížené aktivity mezi nimi trvalo pouze pár dní. Co do magnituda nejsilnějšího otřesu jsou na prvních dvou místech třetí a čtvrtá (poslední dvě) fáze. Období klidu mezi těmito dvěma fázemi (3. a 4.) trvalo téměř měsíc. Maximálně měsíční odstup dvou hlavních fází seismické aktivity je podle (Klinge 2003) pro takto silné roje typický. Vysokou vypovídající hodnotu má graf 3, ze kterého je zřejmé jak časová distribuce otřesů tak i jejich magnitudo.

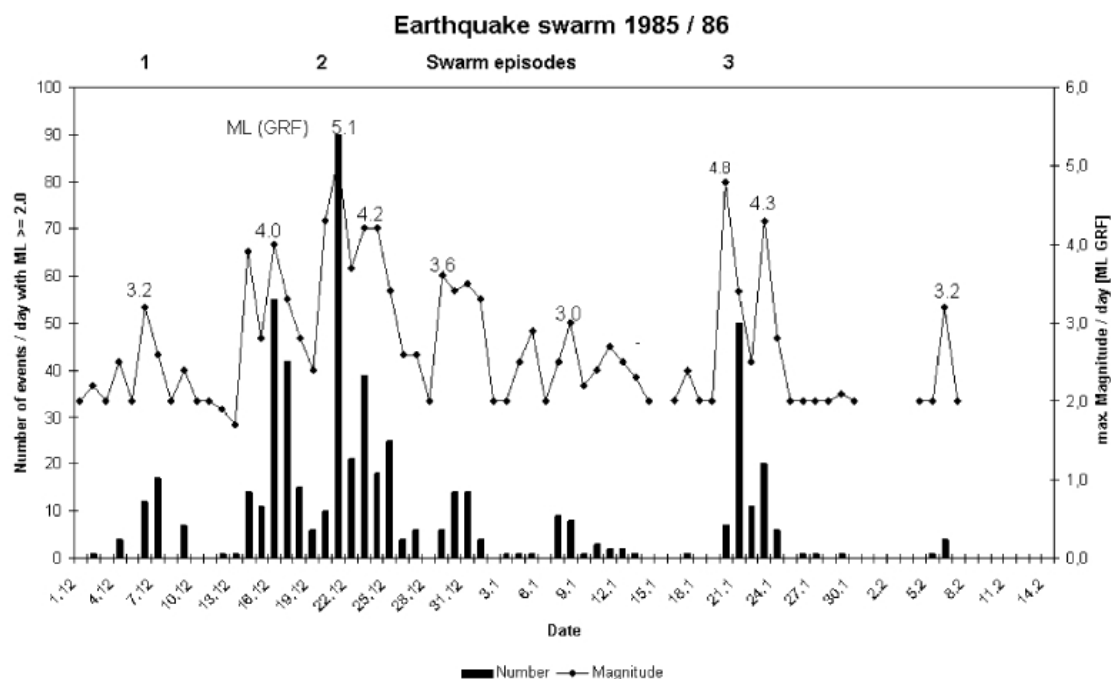
Nejsilnější otřes byl zaznamenán v třetí fázi roje 21.12.1985 v 10h 16min (Procházková 1986b). Jeho magnitudo bylo 5,1 a byl prvním otřesem se srovnatelnou silou jako ten ze začátku století. Druhý nejsilnější otřes byl ze dne 20.1.1986. Země se otřásla 24 minut před půlnocí. Magnitudo tohoto otřesu se rovnalo 4,8 (Procházková 1986b). (Klinge 2003) ve své práci zmiňuje, že „nejsilnější otřes tohoto roje se vyskytl ve fázi s maximálním celkovým počtem událostí“.

Období 1986 – 2000

V období mezi intenzivními roji 1985/86 a 2000 se vyskytl pouze jeden roj a 27 mikrorojů. Jediným rojem byl slabý roj z ledna 1997. Tento roj však tvoří jakýsi časový předěl. Období před rojem 1997 a po něm vykazují odlišný model distribuce

mikrorojové aktivity. Období od roku 1986 do roku 1997 bylo charakteristické častým výskytem mikrorojů. Zatímco po roji 1997 bylo až do roje 2000 relativně klidné a vyskytlo se zde jen pár aktivit připomínající mikroroje – viz obr. 8. (Fischer, Horálek 2003) se domnívají, že „toto období klidu může být spojeno s akumulací tlaků před rojem 2000“.

Graf 3 *Denní distribuce počtu otřesů včetně magnituda maximálních denních otřesů roje 1985/86*



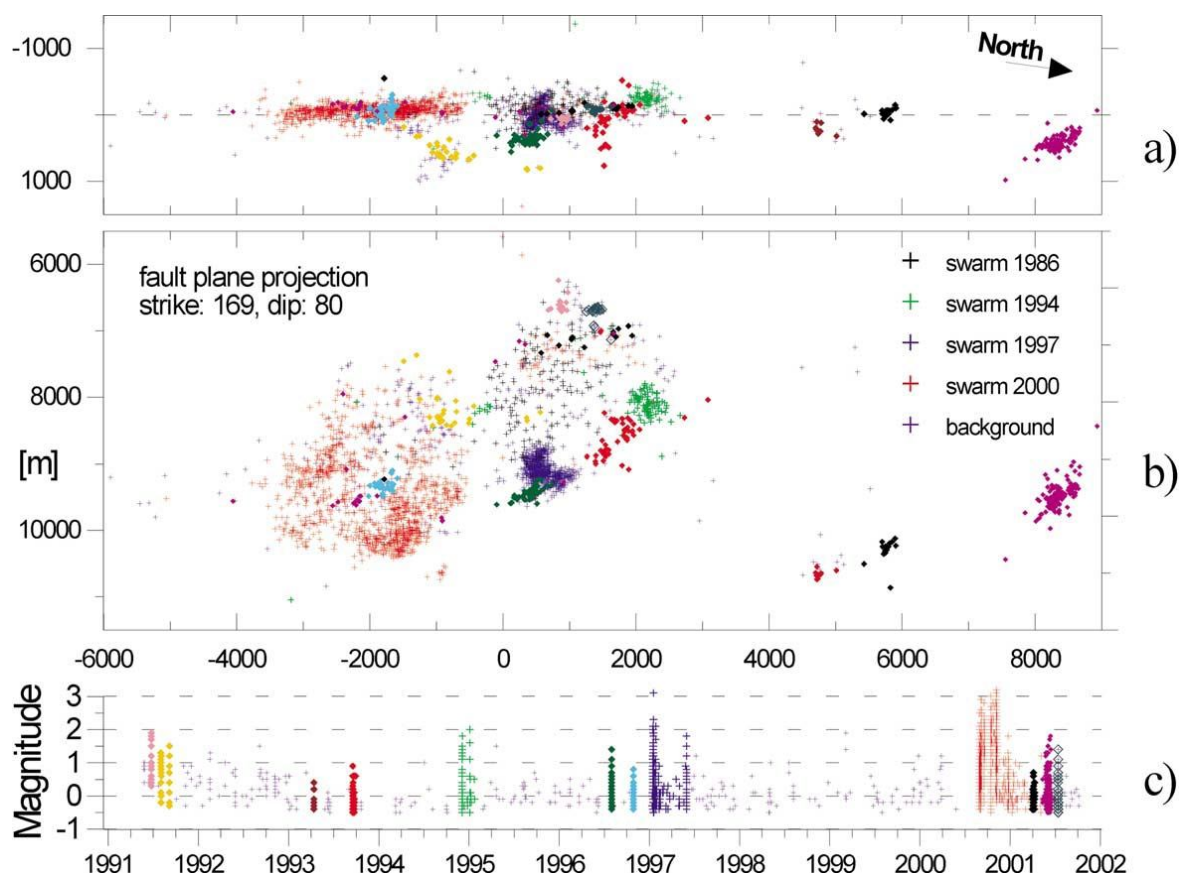
Zdroj: KLINGE K., PLENEFISCH T., STAMMLER K. (2003): The earthquake swarm 2000 in the region Vogtland/ NW-Bohemia—earthquake recording at German stations and temporal distribution of events. *Journal of Geodynamics*, 35, s. 83-96.

Roj 1997

Tento roj byl jedním ze slabších a probíhal 13. – 28. ledna a během těchto dvou týdnů bylo zaznamenáno přes 1800 otřesů s magnitudem ≤ 3 (Horálek 2003). Zajímavý je velmi malý objem prostoru, v němž se celý tento roj udál. Tento objem je byl méně než 0,5 km³, konkrétněji 700x700x1000 m. Oněch 1000 metrů představuje rozmezí hloubky ohnisek všech otřesů mezi 8,5 a 9,5 km (Horálek 2003). Tento roj se vyskytl také v hlavní ohniskové zóně poblíž Nového Kostela, ovšem jeho poloha byla rozdílná od ostatních rojů, jak je patrné z obr. 9. Ohnisková plocha byla totiž ukloněna pod

úhlem přibližně 60° a to směrem k východu. Pro připomenutí: hlavní ohnisková plocha je ukloněna pod úhlem 80° směrem v západu.

Obr. 8 Časoprostorové rozložení ohnisek zemětřesení na hlavní zlomové ploše v letech 1991–2003

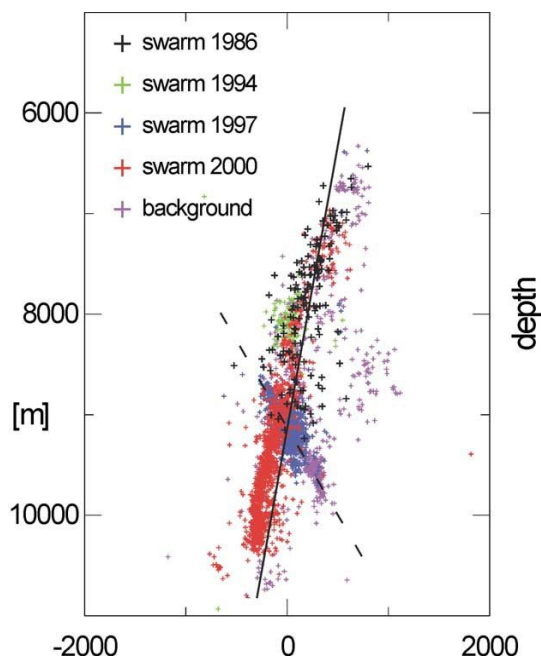


Zdroj: FISCHER T., HORÁLEK J. (2003): Space-time distribution of earthquake swarms in the principal focal zone of the NW Bohemia/Vogtland seismoactive region: period 1985–2001. *Journal of Geodynamics*, 35, s. 125–144.

Pozn.: jednotlivé roje jsou barevně odlišeny; a) pohled shora; b) pohled z boku; c) velikost magnituda

Během tohoto roje byla sledována již zmíněná uspořádaná migrace ohnisek v prostoru a čase. Nejsilnější otřes tohoto roje je z 17. ledna 23 hod. 57 min. Přesná hloubka ohniska tohoto otřesu byla 9141 m (Fischer, Horálek 2003). Magnitudo tohoto otřesu se však rovnalo pouze 3. Což je ve srovnání se silnými roji 1903 nebo 1985/86 o dva stupně magnituda méně. Při porovnávání magnituda jednotlivých otřesů si musíme uvědomit, že se jedná o logaritmickou stupnici. Zvýšení magnituda o dva stupně tedy odpovídá stonásobku.

Obr. 9 Příčný vertikální řez hlavní ohniskové plochy



Zdroj: FISCHER T., HORÁLEK J. (2003): Space-time distribution of earthquake swarms in the principal focal zone of the NW Bohemia/Vogtland seismoactive region: period 1985–2001. *Journal of Geodynamics*, 35, s. 125–144.

Pozn.: roj 1997 – modrá, mikroroj 1996 – fialový shluk pod rojem 1997

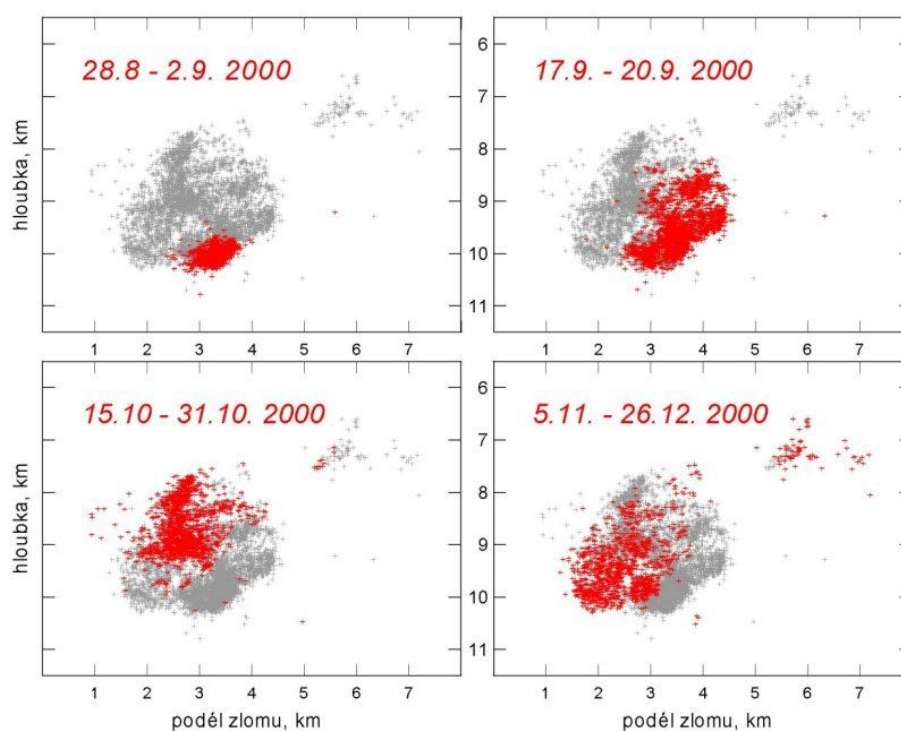
Roj 2000

Otřesy se během celého roku 2000 shlukovaly do několika málo rozsáhlých areálů. Nejvýznamnější z nich byla opět oblast poblíž Nového Kostela. Pár oblastí, ve kterých se během tohoto roku vyskytl větší počet otřesů bylo i na Německé straně území. Hlavní z nich se nalézají východně od obce Marktredwitz, další pak jihovýchodně od Plavna. V Čechách se objevilo několik osamocených otřesů např. jižně od stanice Skalná (SKC) a u stanice Lazy (LAC).

Roj 2000 byl prvním silnějším rojem od roku 1986. V současné době je zřejmě nejlépe prozkoumaným rojem ze všech. Epicentrální oblast ležela u Nového Kostela a byla protažena s.-j. směrem. Její rozměry se pohybovaly okolo 1 x 4 km (Nehybka a kol. 2003). Tento roj začal 28. srpna a poslední slabé otřesy se vyskytovaly až do 26. prosince – tedy téměř čtyři měsíce (Fischer 2003). Otřesy pocítené obyvatelstvem se však vyskytly naposled 6. listopadu. V průběhu tohoto roje bylo zaznamenáno 7017 otřesů s magnitudem $M_L \geq 0$ (Fischer 2003). Celkem bylo za období srpen – prosinec zaznamenáno sítěmi Webnet a Krasnet více než 20 000 jevů (Horálek 2003), jejichž

magnitudo se pohybovalo zhruba v intervalu $M_L = (-0,9) - 3,2$ (Nehybka a kol. 2003). (Horálek 2003) tvrdí, že „počtem jevů i délkou trvání je zemětřesný roj 2000 srovnatelný s rojem 1985/86, avšak celková uvolněná seismická energie je podle hrubých odhadů o řád nižší“. Naprostá většina ohnisek se tentokrát vykytovala v jižním klastru v hloubce 7,5 – 10,5 km – viz obr. 8. Poloha ohnisek opět velice dobře koresponduje s hlavní zlomovou plochou. Ohniska se v tomto jižním klastru vyskytují velmi hustě a tvoří zde výrazný shluk téměř kruhového tvaru o průměru 3000 metrů (Horálek 2003). Prostorové rozmístění ohnisek v jižním klastru opět vykazuje výraznou migraci. V tomto případě se jedná o zjevný pohyb proti směru hodinových ručiček (Fischer 2003) – viz obr. 10.

Obr. 10 Migrace ohnisek během roje 2000



Zdroj: HORÁLEK J., FISCHER T., MRLINA J., BOUŠKOVÁ A. (2004): Západní Čechy – přírodní geodynamická laboratoř. Čs. čas. fyz., 54, 4, s. 258-263.

Z tohoto roje bylo, vzhledem k délce jeho trvání a také výrazně kolísající seismické aktivitě, vyčleněno několik fází zvýšené aktivity. Počet fází se však u jednotlivých autorů liší a nabývá hodnoty sedm (Tittel, Wendt 2003) až devět (Fischer 2003). Hodnota osm je uváděna například v článku (Nehybka a kol. 2003). Délka období klidu mezi jednotlivými fázemi se velice liší. Nejdelší pauza nastala mezi 3. a 4. (Tittel 2003), resp. 4. a 5. (Nehybka a kol. 2003) fází, kdy trvalo období klidu 26 dní. Všechny fáze se vyskytly ve dvou obdobích mezi nimiž byla výše zmíněná pauza.

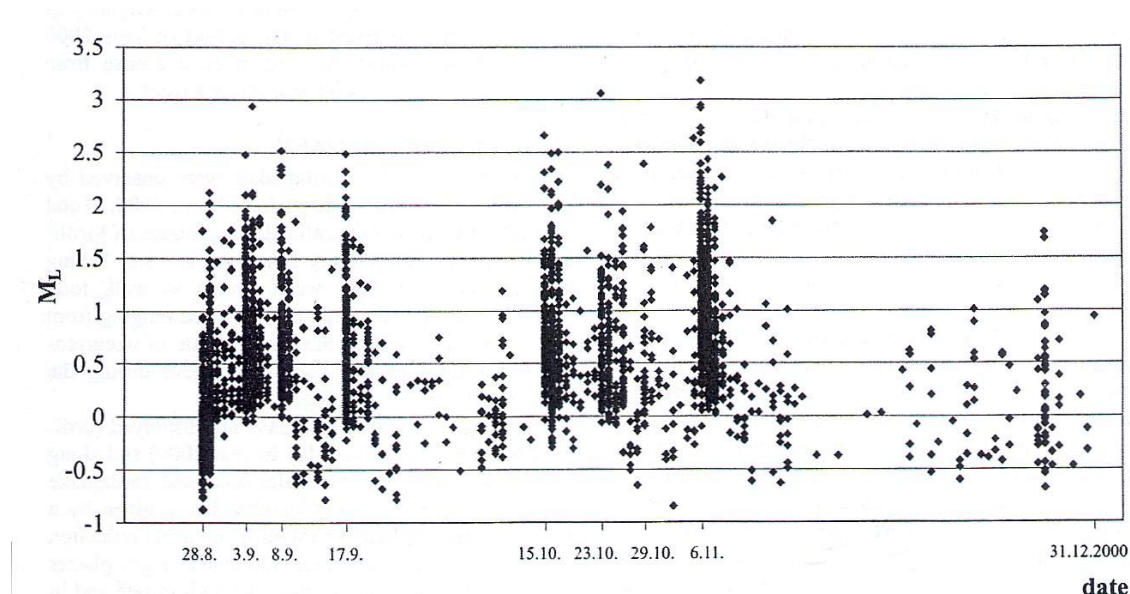
Nejsilnější otřes celého roje se objevil nezvykle až na samém konci zvýšené aktivity. Na počátku poslední (7., resp. 8.) fáze 6.11.2000 v 22 hod. 7 min. (Tittel 2003) přišel otřes, jež dosáhl magnituda 3,4 (Horálek 2003). Časový odstup mezi dvěma nejsilnějšími otřesy byl dva týdny, což souhlasí s již zmíněnou Klingeho teorií odstupu hlavních fází. Časová distribuce otřesů včetně magnitud je zobrazena v grafu 4.

U 1125 nejsilnějších jevů byly odhadnuty ohniskové mechanismy. Nejvýraznější zastoupení měl horizontální posun (strike-slip faulting), u některých slabších jevů se výjimečně vyskytly i reversní pohyby (thrust faulting, reverse faulting) (Horálek 2003) jako komponenty pohybu přesmyk v šikmém směru (oblique reverse).

Roj 2008

Poslední zemětřesný roj se ve studované oblasti objevil v říjnu loňského roku. Výsledky měření tohoto roje nejsou však zatím kompletně zpracovány, jelikož od jeho konce uběhlo pouze půl roku. Již nyní je však jasné, že tento roj byl nejsilnější od roku 1986. V rozhovoru pro Český Rozhlas z 9.11.2008 J. Horálek z Geofyzikálního ústavu řekl: „Tento roj začal 6. října a měl prozatím 4 fáze. Každá z těchto fází disponovala jedním dominantním zemětřesením s magnitudem mezi 3,8 – 4,1.“

Graf 4 *Vývoj počtu otřesů v čase a jejich magnituda*



Zdroj: NEHYBKA V., TILŠAROVÁ R., ŠPAČEK P. (2003): The Nový Kostel earthquake swarm 2000 - Krasnet measurements. Acta Montana ÚSMH AV ČR, série A, 129, 22, s. 21-30.

Pozn.: M_L – lokální magnitudo

7. Monitorování západočeských zemětřesení

Všudypřítomný rozvoj technologií se pochopitelně odráží i v relativně mladé vědní disciplíně, jakou je geofyzika, která díky vědecko-technickému vývoji měla vůbec možnost vzniknout. Tato multidisciplinární věda se oddělila od fyziky až v průběhu 20. století. Jedním z jejích oborů se stala i SEISMOLOGIE. Technologický pokrok se po vzniku tohoto oboru dále projevoval ve změnách metod a prostředků resp. přístrojů určených k monitoringu zemětřesných aktivit.

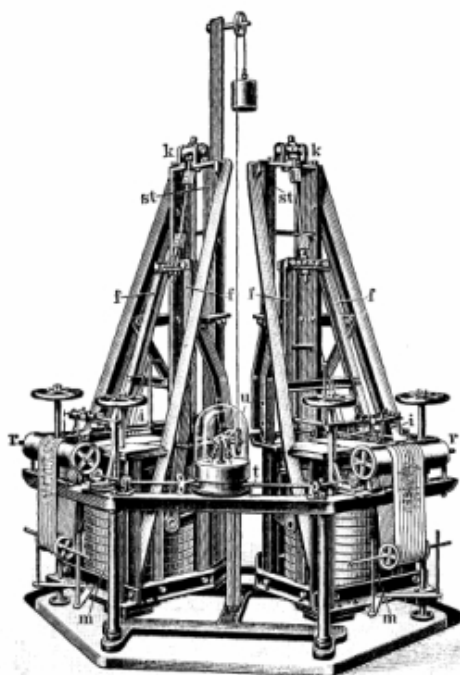
7.1. Historie

Registrace západočeských zemětřesení pomocí přístrojů byla zahájena na počátku 20. století. Až do této doby byla tamní zemětřesení „zaznamenávána“ pouze makroseismicky. Nejstarší takové záznamy jsou známy již od konce 12. století. První je z roku 1198. O některých z nejstarších otřesů existují samostatné legendy, jiné jsou zaznamenány jen v podobě zmínek. Většina těchto legend se vůbec nevyskytuje v psané formě. Některé z nich však ano: např. Zázračný zvon Vildštejnský, Elfové hlídající poklad pod horou Dyleň, Varující hlas města nebo Zvony bijící samy od sebe (Procházková 1986a). Další záznamy historických zemětřesení se nacházejí také v kronikách některých obcí ležících v blízkosti epicentrální oblasti (Nový Kostel, Skalná, Kacéřov). První makroseismická zpráva o zemětřeseních svým charakterem připomínajících roj pochází z roku 1552 (Gruenthal, 1989, cit. v Fischer, Horálek 2003). Další pak z let 1626, 1711, 1770-71 a z roku 1824 (ÚFZ MU). Od konce 19. století shromažďovali hlášení obyvatel o výskytu otřesů lázeňští inženýři. Ti se dokonce ve zprávách zemětřesné komise Císařské akademie věd pokoušeli o nalezení spojitosti s ostatními jevy - vydatností pramenů, fázemi měsíce nebo množstvím srážek (Fischer a kol. 2006). Sbíráním záznamů z písemných dokumentů se zabýval středoškolský pedagog E. Michal. Vznikl tím jedinečný 45 svazkový archiv, který obsahuje většinu podstatných seismických jevů od nejstarších známých záznamů až do 60. let 20. století, kdy jeho autor zemřel. Tento archiv je považován za důvěryhodný a byl podkladem pro první seismologický katalog území ČSR (Kozák 2003).

Zásadní převrat v seismických pozorováních nastal na začátku 20. století. V roce 1905 nainstalován první seismograf v oblasti západní Čechy-Vogtland v německém městě Plauen (Plavno) a v roce 1908 byla ve sklepě gymnázia v Chebu zřízena první seismická stanice (Horálek a kol. 2004). Tyto stanice byly osazeny seismografy Mainka

- viz obr. 11, který měřil na výšku přes 2 metry. Stanice v Chebu byla první v Čechách a celkově pátá v celém Rakousku-Uhersku, přičemž v té době bylo na světě v provozu pouze něco mezi 30 až 40 podobnými stanicemi (Fischer a kol. 2006). Měřicí systém obou stanic byl nastaven na vlnové délky vzdálených otřesů a tudíž nebyl schopen zaznamenávat jak záchvěvy z blízkých ohnisek, tak ani otřesy $M_L < 3$ (Horálek a kol. 2004). V roce 1965 byla Chebská stanice z důvodu silícího antropogenního ruchu zrušena. Tři roky před jejím zrušením však začal provoz několika stanic v aktivní oblasti Vogtlandu. (Fischer a kol. 2006).

Obr. 11 *Historický seismograf Mainka*



Zdroj: FISCHER T., BOUŠKOVÁ A., HORÁLEK J. (2006): Zemětřesení v západních Čechách. [online].

Po zrušení Chebské stanice v roce 1965 nastala dvacetiletá pauza v řadě měření na české straně zemětřesné oblasti. Opětovné měření otřesů začalo podle výpovědi Ing. Jedličky z Geofyzikálního ústavu AV až se spuštěním první seismické stanice z budoucí sítě WEBNET 21. 12. 1985. Jedná se o stanici NKC - Nový Kostel (Zedník, Plešinger, Pazdírková 2004) lokalizovanou přesně v epicentrální oblasti roje z let 1985/86. NKC je jedinou západočeskou stanicí patřící do České regionální seismické sítě tvořené celkem dvanácti stanicemi.

7.2. Současné západočeské seismické sítě

V západních Čechách se nacházejí hned dvě lokální seismické sítě. Každou z nich sice provozuje jiná instituce, ale obě spolu velice dobře kooperují (Skácelová a kol. 1998). (Horálek 2004) tvrdí, že „západní Čechy a Vogtland jsou jednou z nejlépe monitorovaných seismických oblastí v Evropě“.

KRASNET

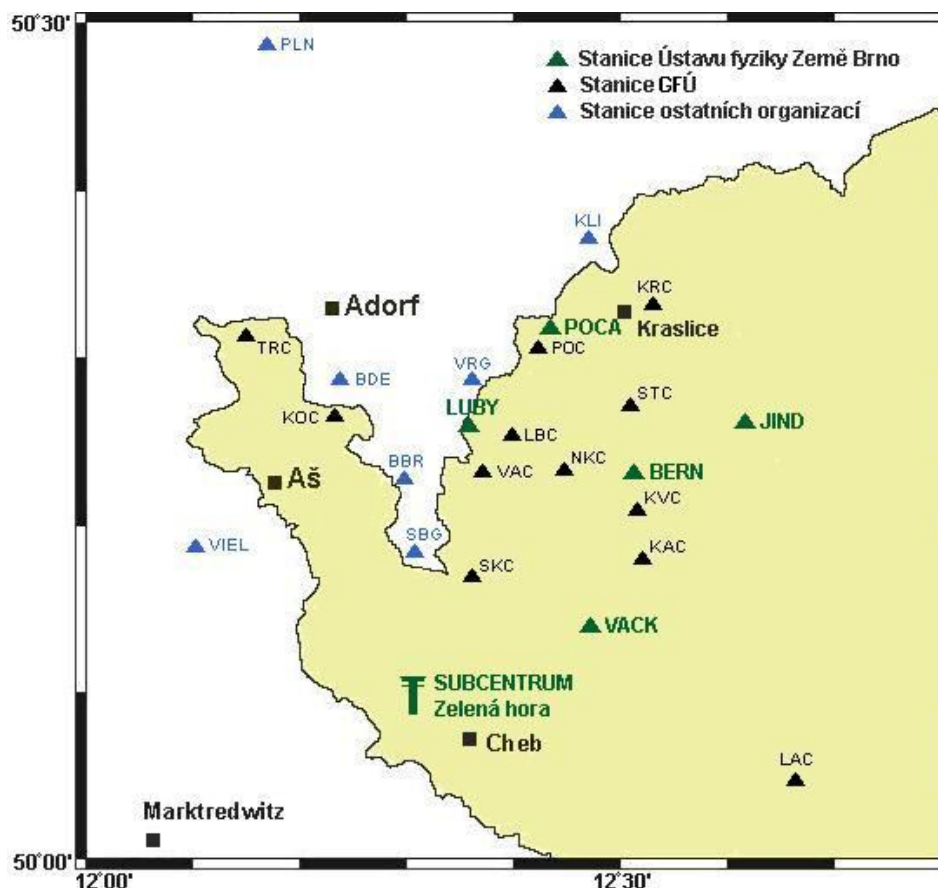
První zprovozněnou seismickou sítí byla síť KRASLICE neboli KRASNET. Ta byla spuštěna v dubnu roku 1991, jako součást projektu „Geologický model západních Čech ve vztahu k hlubinnému vrtu KTB-1“. Na tomto projektu spolupracoval jako koordinátor Český geologický ústav AV s kolegy ze SRN (Skácelová a kol. 1998). Po jeho skončení převzal správu nad sítí Ústav fyziky Země Masarykovy University Brno, který v měření pokračuje (Skácelová a kol. 1998). KRASNET je v současné době tvořen pěti stanicemi (BERN - Bernov, JIND - Jindřichovice, LUBY - Luby, POCA - Počátky a VACK - Vackovec) a jedním subcentrem na Zelené Hoře (ÚFZ MU). To se nachází západně od Chebu. Všechny stanice jsou rozmístěny v nejméně aktivnější oblasti v okolí Nového Kostela, jak je ostatně vidět na obr. 12, kde je znázorněna poloha jak stanic ÚFZ, tak i stanic GFÚ a dalších.

WEBNET

Druhou seismickou sítí, měřící v této oblasti, je WEBNET, která byla zprovozněna o 3 roky později než KRASNET – v roce 1994. Ta je společným projektem Geofyzikálního ústavu a Ústavu struktury a mechaniky hornin AV ČR (Fischer a kol. 2006). Tato síť je koncipována tak, aby monitorovala i slabé otřesy v širším okolí západních Čech, nejen pouze oblast Nového Kostela (Fischer a kol. 2006; Horálek a kol. 1996, cit. v Skácelová 1998, s. 8). V době vzniku sítě bylo její součástí šest stanic, které jsou uvedeny dále, včetně roku spuštění (GFÚ AV ČR): LAC - Lazy (1994), KOC - Kopaniny (1994), KRC - Kraslice (1994), NKC - Nový Kostel (1985/86), SKC – Skalná (1994) a TRC - Trojmezí (1991). Sedmou stanicí byla STC – Studenec (1997). Další dvě – VAC – Vackov (2000) a LBC – Luby (2000), byly postaveny v letech 1999-2000 (Horálek 2003). Nejnovější přírůstky vznikly před pěti lety (GFÚ AV ČR): KVC – Květná (2003), KAC - Kaceřov (2004) a POC – Počátky

(2004). V současnosti tvoří tedy tuto síť celkem 12 stanic. Síť využívá totožné subcentrum jako KRASNET.

Obr. 12 Mapa stanic lokálních seismických sítí KRASNET a WEBNET



Zdroj: NEHYBKA V. (2000): Technické parametry sítě KRASNET [online].

WEBNET byl v průběhu roje v roce 2000 vybaven novým softwarem pro automatické vyhodnocování seismických pozorování a lokalizaci hypocenter (Horálek 2003). (Horálek 2003) ve své zprávě informuje, že „metoda byla vyzkoušena na datech z roje 1997, který byl dříve manuálně zpracován, a výsledky porovnání manuální a automatické lokalizace ukazují velmi dobrou shodu – rozdíl v souřadnicích méně než 80m u 86 % jevů“.

Geofyzikální ústav dále disponuje mnoha přenosnými seismografy, které umísťuje na vytipované lokality podle potřeby pouze v obdobích zvýšené seismické aktivity.

8. Doprovodné efekty

8.1 Vztah mezi zemětřeseními a výrony plynů

Vztahem mezi otřesy a složením a množstvím uvolňovaného plynu v oblasti zemětřesných rojů v západních Čechách / Vogtlandu se intenzivně zabývali němečtí seismologové a hydrogeologové v roce 2004. Zkoumanými plyny byly oxid uhličitý (CO_2) a radon (Rn). V tomto roce probíhal po dobu 8 měsíců kontinuální monitoring unikajících plynů v měřicí stanici Oldřišská v epicentrální oblasti Nového Kostela přímo nad Mariánskolázeňským zlomem (Weinlich a kol. 2006). Před začátkem vlastního výzkumu bylo zjištěno, že množství unikajícího plynu vykazuje denní výkyvy. Výkyvy se týkaly jak CO_2 tak i Rn . Vzhledem k nízkému parciálnímu tlaku Rn je CO_2 považován za nosný plyn umožňující jeho transport (Durrance, Gregory 1990, cit. v Weinlich a kol. 2006, str. 90). Bylo vyloučeno, že by mohly být tyto výkyvy způsobeny meteorologickými podmínkami. Za hlavní příčinu těchto výkyvů byly stanoveny slapové síly působící na pevnou hmotu Země (earth/body tide) (Barnet a kol. 1997, cit. v Weinlich a kol. 2006, str. 99). Stanice Oldřišská byla zkonstruována na rozdíl od ostatních tak, aby co nejvíce eliminovala jak tyto denní odchylky způsobené slapovými silami tak i nepřesnosti vznikající vlivem CO_2 uvolněného během biologických procesů v půdě (Weinlich a kol. 2006).

Vliv lokálních zemětřesení

Po výskytu místního zemětřesení dochází v horizontu 1 až 2 dnů k náhlému snížení hodnot CO_2 a Rn . Tento negativní vrchol je způsoben sníženou propustností zlomu vyvolanou okolním tektonickým tlakem. Poté lze pozorovat opět prudký nárůst. Následuje období bez výrazných či dokonce bez jakýchkoliv denních výkyvů způsobené redistribucí tlaků na zlomu. Toto období má různou dobu trvání a charakterizuje je nízká transportní rychlost fluid způsobená narušením kanálů pro migraci fluid. Při hledání a rozevírání nových přírodních kanálů a puklin je možné, že dojde k náhlému uvolnění tlaku v podobě slabých otřesů i ve vzdálenosti několika desítek kilometrů od původního otřesu (Weinlich 2006). Tak tomu bylo například po zemětřesení u německé obce Schöneck (21 km od Nového Kostela ve směru Mariánskolázeňského zlomu), kdy následovaly otřesy u Klingenthalu a Hrzína (2 km jihozápadně od Nového Kostela).

Avšak většina lokálních otřesů neinicuje vznik mikrorojů. Dochází pouze k náhlému snížení množství uvolňovaného plynu a po pár dnech absence pravidelných denních výkyvů dochází opět k vyrovnaní množství a složení plynu na úroveň před začátkem otřesů.

Vliv vzdálených zemětřesení

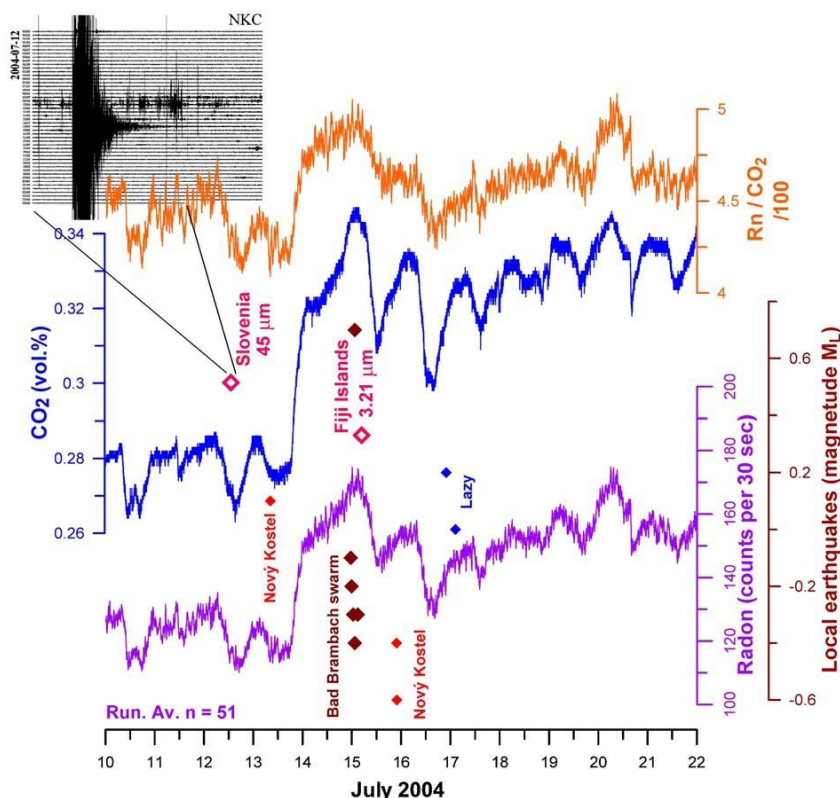
Sled událostí po průchodu vln vzdálených zemětřesení se může od výše zmíněného průběhu výrazně lišit. Existují ovšem i vzdálené otřesy, které, podobně jako místní otřesy, vyvolají pouze náhlé snížení produkce plynu a následné období bez pravidelných výkyvů. Takovým otřesem bylo např. zemětřesení v Kaliningradu (Weinlich a kol. 2006).

Některá vzdálená zemětřesení mohou působit zcela opačně. Průchod jimi vyvolaných seismických vln může naopak zvýšit propustnost západočeských a vogtlandských hlubinných zlomů (Weinlich a kol. 2006). Tím může dojít k uvolnění velkého množství plynu v podobě jakýchsi bublin, což výrazně zvýší výstupní rychlost těchto plynů (Weinlich a kol. 2006). Následně po uvolnění těchto plynů dochází opět k návratu na původní úroveň.

Pokud však tyto bubliny nějakým způsobem naruší tlakovou rovnováhu v místě akumulace seismické energie, může dojít k vyvolání slabých rojů (Weinlich a kol. 2006). Například seismické vlny Slovinského otřesu iniciovaly vznik mikroroje v blízkosti německého Bad Brambachu viz graf 5. Nejsilnější otřes tohoto mikroroje však dosáhl magnituda $M_L < 0$. Opoždění pozitivního vrcholu množství unikajících plynů po průchodu vlnění je vysvětlováno značnou hloubkou, z které jsou tyto bubliny uvolňovány (Weinlich a kol 2006).

Otřesy iniciované jinými otřesy se však vyskytují několik desítek kilometrů od měřicí stanice, a tudíž není podle těchto změn možné zemětřesení předpovídat. Pro další a přesnější závěry by bylo třeba vybudovat síť měřících stanic, jelikož závěry odvozované z data pouze z jedné stanice mohou být zkreslené a tudíž zavádějící. Kromě toho se během těchto měření objevila pouze velice slabá zemětřesení. Obecně je přijímán názor, že celkově větší množství CO_2 se uvolňuje v období zvýšené seismické aktivity (Novotný a kol. 1986, Koch a kol. 2003). Tento názor navíc poměrně dobře koreluje s dosud známými modely vzniku zemětřesných rojů.

Graf 5 Množství uvolňovaného CO_2 a Rn ovlivněné zemětřesením ve Slovinsku



Zdroj: WEINLICH F. H. a kol. (2006): Seismically induced variations in Mariánské Lázně fault gas composition in the NW Bohemian swarm quake region, Czech Republic — A continuous gas monitoring. *Tectonophysics*, 421, s. 89-110.

Pozn.: prázdné čtverečky – vzdálené zemětřesení, plné čtverečky – lokální zemětřesení

8.2 Vztah mezi zemětřeseními a vydatností pramenů

Mezi těmito jevy byla zjištěna značná závislost. Jeden z výzkumů změn vydatnosti pramenů v souvislosti s výskytem seismické aktivity byl založen na datech ze sedmi pramenů z Františkových Lázní, které během roje 1985/86 vykazovaly největší odchylky. Data, která byla použita pro tento výzkum jsou měřena pro potřeby lázní vždy v danou hodinu jednou týdně (Novotný a kol. 1986). Vydatnost pramenů se uvádí v litrech vyprodukované minerální vody za minutu.

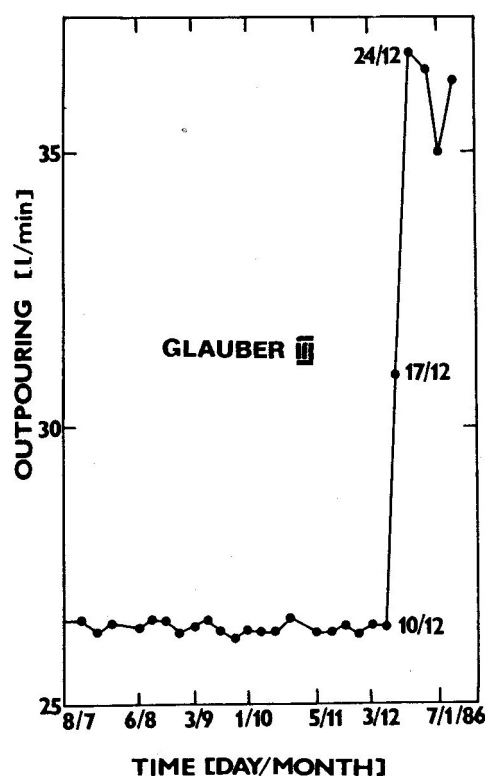
Bylo neoddiskutovatelně zjištěno, že takto výrazné změny ve vydatnosti nemohly být způsobeny meteorologickými podmínkami ani čerpáním vody pro lázeňské účely - tyto změny byly vyvolány výhradně seismickou aktivitou (Novotný 1986).

U většiny studovaných pramenů došlo během období zvýšené seismické aktivity ke zvýšení vydatnosti. Existuje dokonce několik pramenů, které byly již vyschlé, ale během roje opět vytryskly (Novotný a kol. 1986). Zvýšená vydatnost je zvláště patrná

v případě hlubších pramenů. Největší zvýšení produkce se objevilo u pramenů Glauber III., Glauber IV. a Kostelní, kde se jednalo o nárůst průměrné měsíční vydatnosti o 35 - 40 %. Tato anomálie přetrvala u většiny pramenů nejméně rok. Vzhledem k týdennímu intervalu měření není bohužel možné určit, v jaké fázi roje se změny režimu pramenů objevily. Zdá se, že růst vydatnosti probíhal během růstu seismické aktivity první hlavní fáze roje – viz graf 6, kde jsou zaznamenány hodnoty vydatnosti pramene Glauber III.

Tento jev také odpovídá modelu vzniku rojů za působení spodního tlaku fluid do zlomového prostoru.

Graf 6 *Růst vydatnosti pramene Glauber III. během 1. fáze roje 1985/86*



Zdroj: NOVOTNÝ O., ČADEK O., ZAHRADNÍK J. (1986): Changes of the mineral springs in Františkovy Lázně spa in connection with the earthquake swarm 1985-1986. In: Procházková, D.: Earthquake swarm 1985/86 in Western Bohemia :proceedings of workshop. Československá akademie věd, Praha, s. 68-75.

8.3 Vztah mezi zemětřeseními a hladinou podzemní vody

Měření změny hladiny podzemní vody proběhlo v roce 1985 v dole Marie Majerová v obci Královské Poříčí na Sokolovsku a během roje 2000 ve dvou hlubinných vrtech v Bad Brambachu.

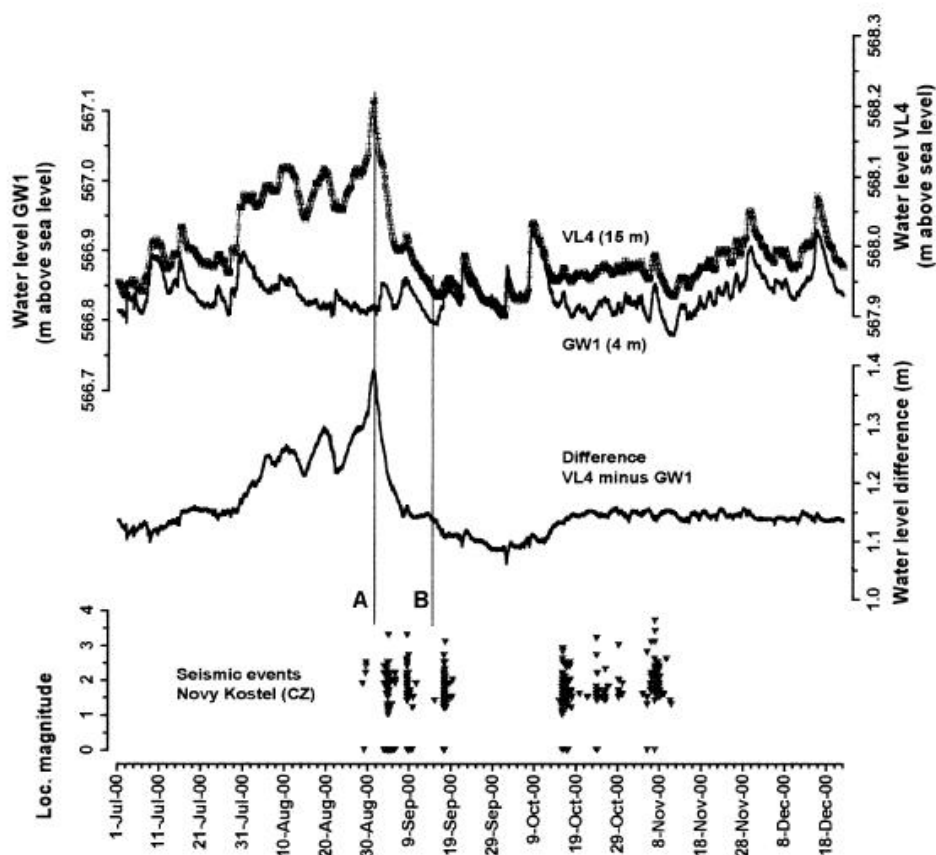
Měření v šachtě „V“ v dole Marie Majerová ukázalo prudký vzestup hladiny podzemní vody, který začal v den výskytu nejsilnějšího otřesu (21.12.1985) a trval necelé dva dny, než byl preventivně přerušen zvýšením odtoku (Pazdera, Procházková 1986).

Mnohem přesvědčivější výsledky však přinesli němečtí vědci, kteří během roje 2000 měřili kontinuálně výšku hladiny podzemní vody ve vrtech GW1 (hloubka 4 m) a VL4 (hloubka 15 m). Tyto dva vrty se nacházejí přímo v lázeňském centru obce Bad Brambach a to pouhých 100 m od sebe (Pazdera, Procházková 1986). Křivky znázorňující výšku hladiny v obou měrných vrtech vykazují dlouhodobě vyrovnané výsledky. Objevují se zde pouze slabé výkyvy způsobené srážkami a změnami atmosférického tlaku (Koch a kol. 2003). 30. července však začala hladina v hlubším z vrtů výrazně stoupat, přičemž mělčí vrt nevykazoval žádné změny – viz graf 7. Hladina dosáhla kulminace 2. září, což bylo asi 2 dny před příchodem první hlavní fáze roje (Koch a kol. 2003). V této době měla hladina o 25 cm vyšší stav než je její dlouhodobý průměr. Relativně krátce po začátku roje však začala hladina rychle klesat a 15. září již opět obě křivky pohybovaly okolo původních hodnot před 30. červencem.

Skutečnost, že se anomálie projevila pouze v hlubším vrtu, si odborníci vysvětlují rozdílnými kontaktními podmínkami vrtů s rezervoárem fluid (Koch a kol. 2003). Tyto podmínky jsou závislé jak na umístění tak i na hloubce vrtu. GW1 vzhledem ke své malé hloubce nezasahuje do skalního podloží, kdežto VL4 přímo navazuje na puklinový systém vyplněný korovými fluidy (Koch a kol. 2003).

Vzhledem k tomu, že se výška hladiny začala zvyšovat téměř měsíc před začátkem roje, je nasnadě, že předmětem dalšího výzkumu by měl být vztah mezi tímto předstihem a intenzitou následného roje (Koch a kol. 2003).

Graf 7 Výška hladiny podzemní vody ve vrtech GW1 a VL4, rozdíl výšek hladiny VL4-GW1 a registrované otřesy roje 2000 u Nového Kostela



Zdroje: KOCH U., HEINICKE J., VOSSBERG M. (2003): Hydrogeological effects of the latest Vogtland-NW Bohemian swarmquake period (August to December 2000). *Journal of Geodynamics*, 35, s. 107–123.

9. Makroseismická data

Makroseismická data nejsou, na rozdíl od ostatních seismologických dat jako je např. magnitudo, získávána instrumentálním měřením, nýbrž z pozorovaných makroseismických účinků např. na základě informací od obyvatel či viditelných škod/změn v terénu. Tato data mohou být subjektivně zabarvená, což zhoršuje jejich vypovídací hodnotu. Makroseismická data se používají k určení makroseismické intenzity zemětřesení. Na rozdíl od magnituda, které nabývá pro každé zemětřesení pouze jedné hodnoty, se intenzita mění podle vzdálenosti od epicentra a v závislosti na geologickém prostředí. Pro vyjádření intenzity zemětřesení v daném místě existuje mnoho stupnic, které mají obvykle 12 stupňů. V Evropě a v tehdejším Sovětském svazu byla MSK-64 používána až do roku 1990, kdy ji Evropská seismologická komise nahradila stupnicí EMS-98.

Stručný popis makroseismické stupnice MSK – 64

Stupeň	
intenzity	Popis příznaků
I.	Zaznamenatečné pouze přístroji.
II.	Pozorován citlivými osobami v klidu, zvláště ve vyšších patrech budov.
III.	Část obyvatelstva uvnitř budov je cítí uje jako slabý otřes, venku jen výjimečně. Otřesy se podobají projíždění nákladního auta. Zavěšené předměty se mohou kývat.
IV.	Lze pozorovat i mimo budovy, spící se většinou probudí. Otřesy připomínají projíždění těžkých nákladních vozidel. Okna dveře a nádobí drnčí, zavěšené předměty se kývají.
V.	Pozoruje jej i venku mnoho lidí, budovy se chvějí, lehčí předměty se posunují, kyvadlové hodiny se zastavují, dveře a okna se zavírají a otvírají.

- VI. Pocítěno většinou lidí uvnitř i venku, mnoho lidí s úlekem vybíhá ven, ztrácejí rovnováhu, i těžký nábytek se posunuje, rozezvučí se zvony, objevují se trhliny v omítce.
- VII. Pociťují i lidé jedoucí v motorových vozidlech, objevují se trhliny ve zdech, špatně založené budovy se řítí, vodní plochy se vlní.
- VIII. Vyvolává zděšení a paniku, velké škody na většině budov, boří se stěny, v půdě se objevují trhliny.
- IX. Všeobecná panika, i u nejkvalitněji postavených budov vznikají trhliny ve zdech, ostatní stavby jsou vážně poškozeny a částečně se hroutí, mohou být ohnuty železniční koleje.
- X. Vážné škody i u budov se speciální konstrukcí, většina budov je zničena, poškozené hráze, mosty, železnice a potrubí.
- XI. Všeobecná katastrofa, všechny druhy budov těžce poškozeny, dochází k sesuvům půdy a řícení skal.
- XII. Dochází ke změně tvářnosti krajiny. Prakticky všechny stavby jsou těžce poškozeny nebo zničeny. Pozorují se horizontální i vertikální posuny podél velkých trhlin.

Zdroj: Ústav fyziky Země Masarykova univerzita Brno

9.1. Sběr makroseismických dat

Získávání informací o makroseismické intenzitě zemětřesení je založeno na několika způsobech sběru dat. V současné době je asi hlavním způsobem sběr makroseismických dotazníků od obyvatel, kteří na vlastní kůži pocítí účinky zemětřesení. Podle informací J. Kozáka jsou tyto dotazníky rozesílány Geofyzikálním ústavem Akademie věd do obcí v oblasti zasažené zemětřesením a dále distribuovány mezi jednotlivé občany například pomocí pošty, škol atd. Další možnost jak informovat

GFÚ AV o účincích pocíteného otřesu je vyplnit makroseismický dotazník přímo na stránkách GFÚ AV (<http://www.ig.cas.cz/cz/seismicka-sluzba/makroseismicky-dotaznik/>). Jiným způsobem sběru dat o makroseismické intenzitě zemětřesení je obhlídka na místě události. Ideálně se tato prohlídka provádí ve složení seismolog, geolog a stavební inženýr/statik (Zahradník 2005). Při zjišťování intenzity historických zemětřesení se používají veškeré dostupné informace. Těmi mohou být například záznamy v kronikách, historická vyobrazení atd.

Počet informací o jednotlivých zemětřeseních se výrazně liší. Nejvíce jejich počet ovlivňuje stáří zemětřesení a jeho intenzita. Podle J. Kozáka je mnohem více ohlasů v podobě makroseismických dotazníků v případě, že jsou otřesy tak silné, že dostanou lidé strach nebo utrhá nějaké škody na majetku. Například při nejsilnějším otřesu roje 1985/86 obdržel Geofyzikální ústav více než 6000 pozitivních zpráv. Na celkovém množství informací závisí přesnost a vypovídací hodnota výsledné mapy.

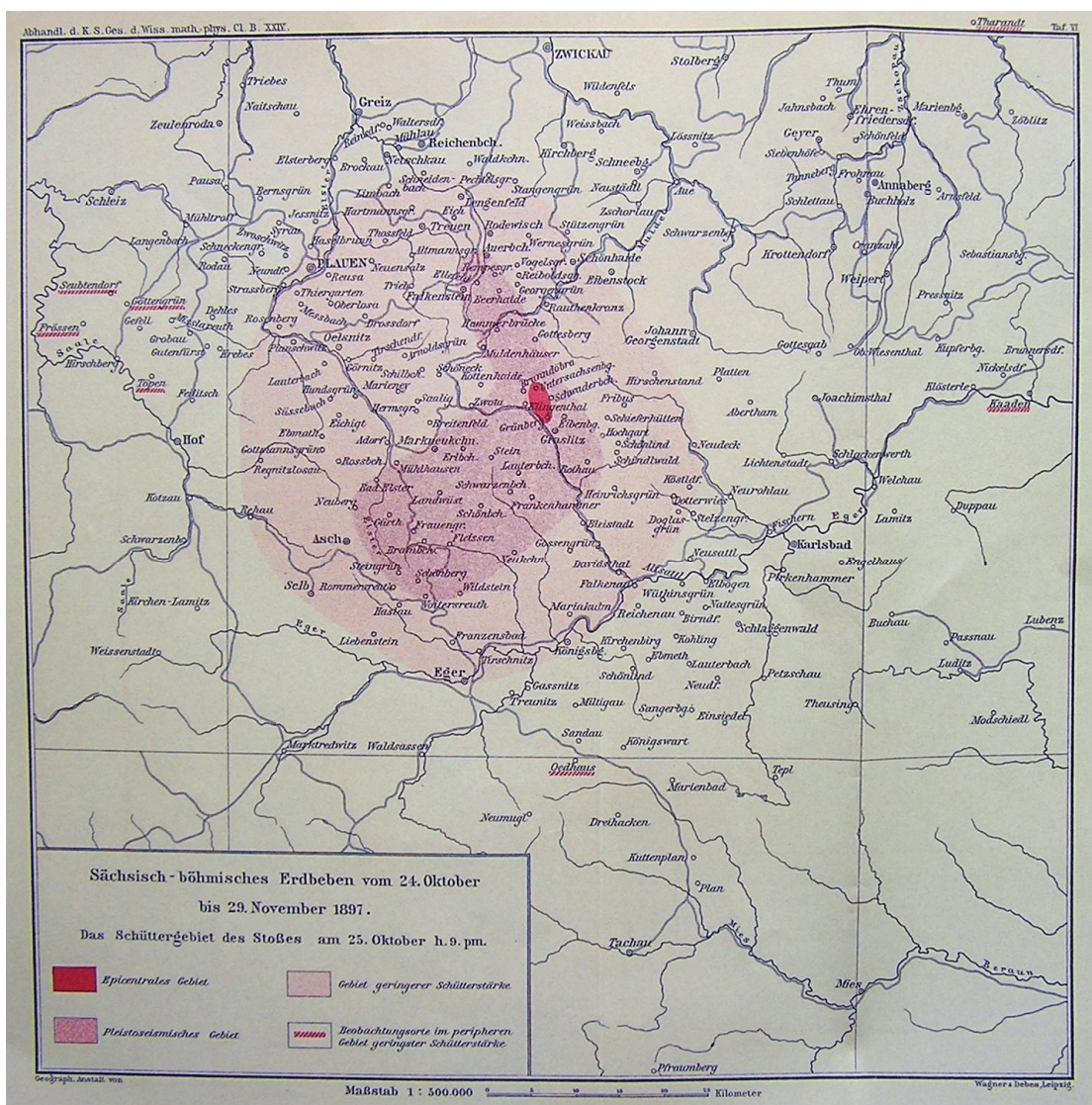
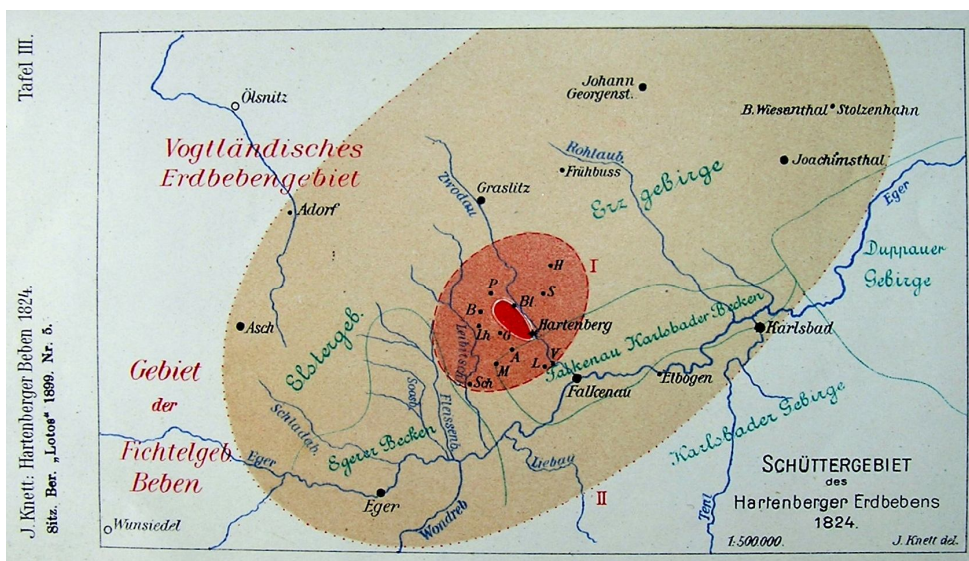
9.2. Izoneismické mapy

Takto posbíraná data o intenzitě zemětřesení jsou následně použita k vyjádření prostorového rozložení intenzity. Nejčastěji je toto rozložení vyjádřeno v podobě izeismické mapy. Tyto mapy jsou sestavovány pro jednotlivá zemětřesení. Prostorové rozložení intenzity v mapě znázorňují tzv. izeisty, což jsou izolinie oddělující oblasti s různou převažující intenzitou. Při analýzách izeismických map si však musíme dát pozor na mylnou interpretaci výsledků ovlivněnou např. nerovnoměrným rozmístěním obyvatelstva (Zahradník 2005).

Historické izeismické mapy

Zřejmě nejstarší makroseismicky zmapované zemětřesení z oblasti západočeských rojů je zemětřesení z roku 1824. Mapa prostorového rozložení intenzity zemětřesení však byla zkonstruována až dodatečně. Tuto mapu sestavil na základě historických zdrojů v roce 1899 německý seismolog J. Knett. Vzhledem k malému počtu informací o tomto zemětřesení je však tato mapa velmi málo podrobná a izeisty mají elipsovité tvar – viz obr. 13. Tento tvar zdaleka neodpovídá složitosti tamního prostředí a je zřejmé, že jde o zjednodušení kvůli nedostatku věrohodných makroseismických pozorování. Avšak i na takto zjednodušeně vedených izeistách je znatelné jejich lokální protažení odpovídající směru zlomu, jelikož delší osa elipsy omezující zónu epicentrální intenzity souhlasí s ssz.-jjv. průběhem zlomu.

Obr. 13 a 14 Historické izoseismické mapy z roku 1824 a z roku 1897



Zdroj: osobní sbírka historických map J. KOZÁKA (GFÚ AV)

Další - o něco podrobněji - zmapované zemětřesení pochází z počátku „roje rojů“ z roku 1897. Konkrétně se jedná o otřes z 29. listopadu 1897. Izoiseismická mapa tohoto zemětřesení pochází taktéž z onoho roku – viz obr. 14. Tvary izoseist jsou však oproti novějším mapám i na této mapě poněkud zjednodušené.

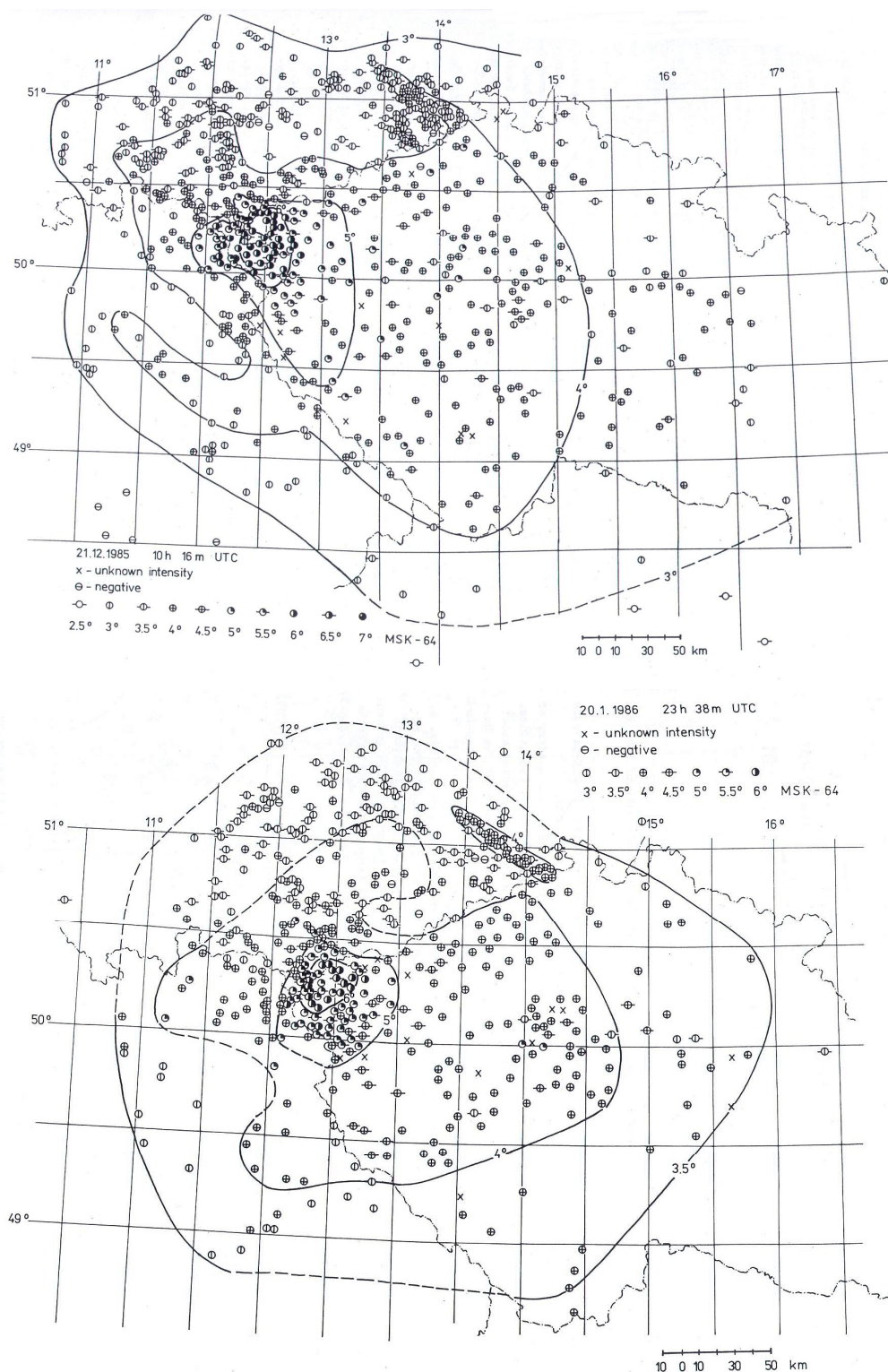
Novodobé izoseismické mapy

Pro sestavování izoseismických map novodobých zemětřesení již existuje mnoho informací. Dva nejsilnější otřesy roje 1985/86 mohly být především na základě mnoha vyplněných makroseismických dotazníků velice podrobně zmapovány – viz obr. 15. Mapa otřesu z 21. prosince 1985 byla sestavena na základě celkem 7 332 zpráv z 933 lokalit a pro tvorbu mapy otřesu z 20. ledna 1986 bylo použito jako podklad celkem 3 188 zpráv z 577 lokalit. Izoiseisty jsou na těchto mapách výrazně nepravidelné, což odpovídá složitosti a nehomogenitě prostředí. Prostředí tlumí intenzitu různou měrou podle azimutu. Na obou mapách je vidět regionální protažení izoseist směrem do Českého masivu vlivem odlišné stavby zemské kůry. Tento fakt je podle (Procházková a kol. 1986, cit. v Procházková, Schemedes, Drimmel 1986, str. 108) jen dalším důkazem toho, že „Český masiv je charakteristický slabým tlumením seismické energie“. Tyto mapy také dokazují již zmíněný posun epicentrální oblasti do okolí Nového Kostela.

9.3 Škody napáchané nejsilnějšími otřesy

Zemětřesení v oblasti západní Čechy/Vogtland patří v kontextu světových i evropských zemětřesení mezi slabá zemětřesení. Důvodem je, jak již bylo řečeno, postupné uvolňování energie v podobě někdy i mnoha tisíc otřesů. Silnější z nich sice dosahují intenzity, která je dostatečně pocítěna obyvateli, ale většinou nenapáchají žádné velké újmy na majetku, tím méně pak újmy na zdraví. Vzhledem k tomu, že jsou tyto otřesy často doprovázeny burácivým zvukem, vyvolávají mezi obyvateli paniku. Při delším trvání se mohou u některých osob vyskytnout i psychické potíže (GFÚ AV ČR). Otřesy, které dosahovaly magnituda většího než 5, se vyskytly pouze ve dvou rojích (1903 a 1985/1986).

Obr. 15 *Izoseismické mapy dvou nejsilnějších otřesů roje 1985/86*



Zdroje: PROCHÁZKOVÁ D., SCHMEDES E., DRIMMEL J. (1986): Isoseismal maps of the two strongest events during the earthquake swarm 1985/86 in Western Bohemia. In: Procházková, D.: Earthquake swarm 1985/86 in Western Bohemia: proceedings of workshop. Československá akademie věd, Praha, s. 104-109.

V obou případech byly největšími škodami trhliny ve zdech starších domů, pád špatně postavených komínů, padání střešních tašek a menší či větší praskliny v omítce spojené s jejím opadáváním (Horálek ČR; Zahradník a kol. 1986; GFÚ AV ČR). Nikde jsem nezjistil, že by při některém ze západočeských zemětřesení došlo k vážnějšímu poranění člověka.

Maximální možné zemětřesení

Významnou informací pro vyjádření míry ohrožení je maximální epicentrální intenzita zemětřesení pro danou ohniskovou oblast. Ke zjištění maximálního možného zemětřesení jednotlivých epicentrálních oblastí může být použito více metod. (Procházková 1986) uvádí několik z nich, jejichž pomocí lze z údajů o zemětřesení v minulosti odhadnout maximální možné zemětřesení v budoucnu.

Na základě dosavadních maximálních hodnot intenzity (od 12. století) a magnituda (od zač. 20. století) byly odhadnuty maximální možné hodnoty $M = 5,2$ a $I_0 = 7,5^\circ$ (Procházková 1986). Tento postup však dává pouze orientační výsledek. Podle (Schenkova a kol. 1983) odpovídají převážně maximální možné hodnoty I_{\max} pozorovaným maximálním hodnotám během posledním 500 let. (Schenkova a kol. 1983) dále tvrdí, že „možnost, že by se mohlo dlouhodobě vyskytnout v dané ohniskové oblasti zemětřesení silnější než dosud známé, je malá a vyvážená pravděpodobným přeceněním některé z intenzit I_0 určených z historických zpráv“.

Druhá metoda je založená na výpočtu modifikované Gutenberg-Richterovy kumulované distribuce (Procházková 1986). Tou byla spočtena hodnota maximálního možného magnituda pro roj 1985/86 a pro celé zaznamenané období. Průměr těchto hodnot je $5,21 \pm 0,13$ (Procházková 1986). Pomocí Kárníkova vztahu byla od maximálního magnituda M_{\max} odvozena maximální intenzita $I_{\max} = 7,5^\circ \pm 0,2$ (Procházková 1986).

Poslední metodou, o které bych se rád zmínil, je třetí typ Gumbelovy distribuce. Tato metoda umožňuje získat asymptotickou hodnotu, které nemůže být nikdy dosaženo (Procházková 1986). Tímto způsobem byla vyhodnocena data od roku 1891 do roku 1986 a získaná asymptotická hodnota činila $7,4^\circ$ (Procházková 1986).

Jelikož bylo všemi třemi metodami dosaženo velice podobných hodnot, zdá se být intenzita $7,5^\circ$ skutečnou hraniční hodnotou pro území západních Čech / Vogtlandu (Procházková 1986). Lze říci, že škody napáchané maximálním možným zemětřesením jsou srovnatelné se škodami, jež napáchaly otřesy o intenzitě 7° , které jsou zmiňovány výše.

10. Diskuse a závěr

Oblast severozápadních Čech je z hlediska své geologické stavby velice komplikovaná. V oblasti západní Čechy/Vogtland se stále objevují důkazy o nových zlomech. Až do nedávné doby byla místní seismická aktivita spojována s již zmiňovaným Mariánskolázeňským zlomem. Novější studie však tvrdí, že Mariánskolázeňský zlom již není seismicky aktivní a že jsou místní zemětřesení spojena se zónou Počátky-Plesná. Směr hlavní ohniskové plochy odpovídá spíše poloze této zóny než poloze Mariánskolázeňského zlomu. Seismická činnost a post-vulkanické jevy v této oblasti úzce souvisí se ztenčením litosféry a přítomností magmatického rezervoáru pod studovanou oblastí.

V Česku se vyskytují oba typy zemětřesení (jak tektonické tak i antropogenní), přičemž každý se soustřeďuje v několika relativně ucelených regionech. Tektonická zemětřesení lze rozdělit na zemětřesné roje a otřesy s předtřesy a dotřesy. Každý z těchto podtypů se vyskytuje jinde. Četnost i intenzita antropogenních zemětřesení jsou srovnatelné s tektonickými zemětřeseními v západních Čechách. Celá polovina z dvanácti zemětřesení, makroseismicky zaznamenaných v Česku mezi lety 1996 a 1999, vznikla v souvislosti s těžbou.

V oblasti západní Čechy/Vogtland se uvolňuje naprostá většina seismické energie v podobě zemětřesných rojů, přičemž nejsilnější otřesy dosahují magnituda cca 5. Princip vzniku zemětřesných rojů v západních Čechách není zatím zcela objasněn. Z doposud známých modelů může být (podle mého názoru) nejlépe vysvětlen pomocí Yamashitova modelu, který předpokládá zdroj stlačené kapaliny na dolním okraji zlomového systému (Yamashita 1999, cit. v Horálek a kol. 2004, str. 259). Následuje intruze korového fluida do prostoru zlomu. Toto fluidum má nejméně dvě významné role v principu vzniku rojů:

- 1) jeho pronikáním puklinou pod vysokým tlakem dochází ke vzniku mnoha nových pórů v okolí zlomu a tím k vyvolání otřesů
- 2) průnik fluida do prostoru zlomu působí jako jakési „mazadlo“, které snižuje tření mezi styčnými plochami, na nichž dochází následně k posunu a tím ke vzniku otřesů

S postupným pronikáním fluid trhlinovým systémem souvisí jak migrace ohnisek, zjištěná během roje 1997 a 2000, tak zjištění tahových složek v ohniskovém mechanismu otřesů typu šikmý přesmyk.

Platnost Yamashitova modelu a významnou roli fluid potvrzují i experimenty prováděné v hlubinném vrtu KTB, kde bylo injektáží kapaliny do vrtu vyvoláno několik mikrorojů, které jsou svým charakterem (hloubkou ohnisek, ohniskovým mechanismem) velice podobné přírodním zemětřesným rojům (Špičák, Horálek 2001).

Na českém území se roje vyskytují v pěti epicentrálních zónách, z nichž hlavní se nachází v oblasti poblíž obce Nový Kostel. V časovém rozložení výskytu jevů dosud není prokázána zřejmá periodicitu. Časové období 200 let, ze kterého jsou k dispozici přesnější pozorování rojů, je příliš krátké na to, aby z něj mohly být odvozeny přesnější závěry. Z porovnání několika rojů nevyplývá ani závislost mezi délkou období klidu a intenzitou nebo délkou trvání následného roje. Období klidu mezi jednotlivými roji s $I_0 \geq 5$ od roku 1897 – 2008 má průměrnou délku v rozmezí 12 až 25 let v závislosti na délce zahrnutého období a rozdělení „roje rojů“. Perioda opakování mikrorojů je méně než tři roky.

Každý roj má svůj individuální charakter. Pro popis jednotlivých rojů je možné použít mnoho odlišných parametrů a metod. Každý následující roj je podstatně lépe monitorován a zdokumentován než ten předchozí. To je způsobeno neustálým rozvojem seismologických metod měření. Doposud nejlépe zdokumentován je roj z roku 2000, během kterého byl například monitorován i počet reaktivací jednotlivých buněk. Roj 2008 nebyl dosud kompletně zpracován.

Podle J. Horálka jsou západní Čechy/Vogtland jednou z nejlépe monitorovaných seismických oblastí v Evropě. V západních Čechách se nacházejí hned dvě lokální seismické sítě – KRASNET (GFÚ AV) a WEBNET (ÚFZ MU).

Bylo prokázáno mnoho spojitostí mezi zemětřesnými roji a ostatními přírodními jevy, např. množstvím a složením uvolňovaného plynu, vydatností pramenů nebo výškou hladiny podzemní vody. Obecně panuje názor, že množství uvolňovaného plynu (především CO_2) je během zvýšené seismické aktivity vyšší. Tento výsledek však nebyl během měření v roce 2004 potvrzen. Příčinou může být absence silnějších otřesů v průběhu měření.

Oproti tomu bylo potvrzeno, že v průběhu rojů dochází ke zvýšení vydatnosti pramenů a také ke zvýšení hladiny podzemní vody ve studních, které zasahují do skalního podloží a jsou tedy přímo napojeny na trhlínový systém. Tyto jevy, včetně zvýšeného množství uvolňovaných plynů, dobře korelují s nejpravděpodobnějším modelem vzniku, který souvisí s vyplněním trhlin a pórů korovými fluidy. Předmětem dalšího výzkumu by např. měl být vztah mezi dobou předstihu doprovodných jevů a intenzitou následného roje.

Nevýhodou makroseismických dat, na nichž je založena tvorba izoseismických map, je částečně subjektivní metoda jejich sběru (Zahradník 2005). Celkové množství vyplněných makroseismických dotazníků závisí na intenzitě zemětřesení a škodách jež napáchalo. V historii nebyl sběr těchto informací natolik organizován jako dnes. V důsledku toho mají izoseisty na historických mapách nejčastěji tvar soustředných kružnic nebo elips. Naopak v novějších mapách mají izoseisty velice nepravidelný tvar, jenž odpovídá složitosti geologické stavby oblasti. Z nových izoseismických map je též patrné protažení izoseist směrem na východ do Českého masivu, což je dáno slabým tlumícím efektem tohoto geologického prostředí.

Všemi aplikovanými metodami pro zjištění maximální možné intenzity zemětřesení v oblasti západní Čechy/Vogtland bylo dosaženo hodnoty velice blízké $7,5^\circ$. Toto číslo je možné považovat za hraniční hodnotu intenzity zemětřesení ve sledované oblasti. Škody, jež by toto zemětřesení napáchalo, jsou srovnatelné se škodami, které napáchaly otřesy o intenzitě 7° z let 1903 a 1985. Pro obyvatele severozápadních Čech tedy neexistuje důvod k panice.

Vzhledem k tomu, že tato práce pojednává obecně o problematice zemětřesných rojů v západních Čechách / Vogtlandu, by další práce mohla být detailněji zaměřena na jednotlivé části problematiky, spojené s fenoménem zemětřesných rojů v západních Čechách / Vogtlandu. Mohlo by se jednat např. o geomorfologické mapování oblasti, analýzu izoseismických map nebo detailní studium jevů doprovázejících seismickou aktivitu.

Seznam zdrojů informací

BABUŠKA V., PLOMEROVÁ J. (1986): Deep tectonics of the lithosphere in Western part of the Bohemia Massif. In: Procházková, D.: Earthquake swarm 1985/86 in Western Bohemia: proceedings of workshop. Československá akademie věd, Praha, s. 30-33.

BABUŠKA V., PLOMEROVÁ J., FISCHER T. (2007): Intraplate seismicity in the western Bohemian Massif (central Europe): A possible correlation with a paleoplate junction. *Journal of Geodynamics*, 44, s. 149–159.

BANKWITZ P., SCHNEIDER G., KÄMPF H., BANKWITZ E. (2003): Structural characteristics of epicentral areas in Central Europe: study case Cheb Basin (Czech Republic). *Journal of Geodynamics*, 35, s. 5–32.

BURJÁNEK J., GALLOVIČ F., ZAHRADNÍK J. (2005): Seismologické předpovědi: sen a skutečnost. *Čs. čas. fyz.*, 55, 2, s. 127-134.

ČESKÝ ROZHLAS (2008): Západočeská zemětřesení [online], cit. [2009-04-20]. Dostupné z: <<http://www.rozhlas.cz>>

DUDEK A. (1986): Geology and tectonic pattern of the Western Bohemia seismic area. In: Procházková, D.: Earthquake swarm 1985/86 in Western Bohemia: proceedings of workshop. Československá akademie věd, Praha, s. 34-37.

FISCHER T. (2003): The August–December 2000 earthquake swarm in NW Bohemia: the first results based on automatic processing of seismograms. *Journal of Geodynamics*, 35, s. 59–81.

FISCHER T., HORÁLEK J. (2003): Space-time distribution of earthquake swarms in the principal focal zone of the NW Bohemia/Vogtland seismoactive region: period 1985–2001. *Journal of Geodynamics*, 35, s. 125–144.

FISCHER T., BOUŠKOVÁ A., HORÁLEK J. (2006): Zemětřesení v západních Čechách. [online], cit. [2009-04-02]. Dostupné z: <<http://rebel.ig.cas.cz>>

GIAMMANCO S., PALANO M., SCALTRITO A., SCARFI L., SORTINO F. (2008): Possible role of fluid overpressure in the generation of earthquake swarms in active tectonic areas: The case of the Peloritani Mts. (Sicily, Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 178, str. 795–806.

HORÁLEK J. (2003): Recentní geodynamika západních Čech ve vztahu ke stavbě zemské kůry (Unikátní přírodní laboratoř). *Acta Montana ÚSMH AV ČR, série AB*, 128, 11, s. 125-136.

HORÁLEK J., FISCHER T., MRLINA J., BOUŠKOVÁ A. (2004): Západní Čechy – přírodní geodynamická laboratoř. *Čs. čas. fyz.*, 54, 4, s. 258-263.

JENTZSCH G., KORN M., ŠPIČÁK A. (2003): The swarm earthquakes in the area Vogtland/NW-Bohemia: interaction of tectonic stress and fluid migration in a magmatic environment. *Journal of Geodynamics*, 35, str. 1–3.

KLINGE K., PLENEFISCH T., STAMMLER K. (2003): The earthquake swarm 2000 in the region Vogtland/ NW-Bohemia—earthquake recording at German stations and temporal distribution of events. *Journal of Geodynamics*, 35, s. 83-96.

KOCH U., HEINICKE J., VOSSBERG M. (2003): Hydrogeological effects of the latest Vogtland-NW Bohemian swarmquake period (August to December 2000). *Journal of Geodynamics*, 35, s. 107–123.

KOZÁK J. (2003): Počátky a rozvoj seismologie v Českých zemích. *VOJENSKÝ GEOGRAFICKÝ OBZOR – Sborník Geografické služby AČR*, 49, č. 1, str. 46-51.

MÁLEK J., JANSKÝ J. (2003): Influence of some Webnet stations on location of earthquakes in West Bohemian subregion Nový Kostel and Lazy. *Acta Montana ÚSMH AV ČR, série A*, 129, 22, s. 59-64.

MÍSAŘ Z. a kol. (1983): *Geologie ČSSR I. Český masív. Státní pedagogické nakladatelství, Praha*, 333 s.

MUSSON R. M. W., JIMENEZ M. J., GOMEZ CAPERA A. A. (2008): Report - Macro seismic estimation of earthquake parameters. Network of Research infrastructures for European Seismology, číslo projektu – 026130, 38 str.

NEHYBKA V. (2000): Oblast západní Čechy – Vogtland [online], cit. [2009-04-16]. Dostupné z: <<http://www.ipe.muni.cz>>

NEHYBKA V. (2000): Technické parametry sítě KRASNET [online], cit. [2009-04-16]. Dostupné z: <<http://www.ipe.muni.cz>>

NEHYBKA V., TILŠAROVÁ R., ŠPAČEK P. (2003): The Nový Kostel earthquake swarm 2000 - Krasnet measurements. Acta Montana ÚSMH AV ČR, série A, 129, 22, s. 21-30.

NOVOTNÝ O., ČADEK O., ZAHRADNÍK J. (1986): Changes of the mineral springs in Františkovy Lázně spa in connection with the earthquake swarm 1985-1986. In: Procházková, D.: Earthquake swarm 1985/86 in Western Bohemia: proceedings of workshop. Československá akademie věd, Praha, s. 68-75.

PAZDERA A., PROCHÁZKOVÁ D. (1986): Changes in ground water level observed in connection with the earthquake of Dec. 21. 1985 in Western Bohemia. In: Procházková, D.: Earthquake swarm 1985/86 in Western Bohemia: proceedings of workshop. Československá akademie věd, Praha, s. 51-57.

PROCHÁZKOVÁ, D. (1984): Analýza zemětřesení ve Střední Evropě. Doktorská disertační práce. Geofyzikální ústav ČSAV, Praha, 174 s.

PROCHÁZKOVÁ, D. (1985): Zemětřesení v ČSSR. In: Cidlinský, K.: Předpověď účinků zemětřesení na významných lokalitách v Československu: sborník referátů. Matematicko-fyzikální fakulta Univerzity Karlovy, Praha, s. 49-57.

PROCHÁZKOVÁ, D. (1986a): Earthquake pattern in Western Bohemia. In: Procházková, D.: Earthquake swarm 1985/86 in Western Bohemia: proceedings of workshop. Československá akademie věd, Praha, s. 18-26.

PROCHÁZKOVÁ D. (1986b): Processing results of macroseismic data on the 1985/86 earthquake swarm in Western Bohemia. In: Procházková, D.: Earthquake swarm 1985/86 in Western Bohemia: proceedings of workshop. Československá akademie věd, Praha, s. 51-57.

PROCHÁZKOVÁ D., SCHMEDES E., DRIMMEL J. (1986): Iseismal maps of the two strongest events during the earthquake swarm 1985/86 in Western Bohemia. In: Procházková, D.: Earthquake swarm 1985/86 in Western Bohemia: proceedings of workshop. Československá akademie věd, Praha, s. 104-109.

SCHELLONG L., CHLEBÍK J., PALLA L. (2002): Využití bezvýlomové trhací práce při protitřesové prevenci v geomechanicky obtížných oblastech závodu Lazy v Orlové. Sborník vědeckých prací Vysoké školy báňské – Technické univerzity Ostrava, Řada hornicko geologická, 48, č. 2, str. 87-98.

SCHENK V., SCHENKOVÁ Z., GRÜNTAL G. (1986): Problems of seismic hazard assessment for the epicentral area of swarms in Western Bohemia / Vogtlang. In: Procházková, D.: Earthquake swarm 1985/86 in Western Bohemia: proceedings of workshop. Československá akademie věd, Praha, s. 51-57.

SCHENKOVÁ Z., SCHENK V., ZAHRADNÍK J. (1983): Studium zemětřesného ohrožení v Československu. Čs. čas. fyz., 33, A, s. 496-504.

SKÁČELOVÁ Z. (2000): Geologická stavba oblasti sítě KRASNET [online], cit. [2009-02-03]. Dostupné z: <<http://www.ipe.muni.cz>>

SKÁČELOVÁ Z., NEHYBKA V., HAVÍŘ J. (1999): Seismicity in the area of Western Bohemia. Exploration Geophysics, Remote Sensing and Environment, V. 2. (1998). Praha, s. 7-15.

ŠANDA V. (2003): Ukončení těžby uhlí v kladenském regionu a řešení ekologických škod způsobených hornickou činností [online]. Energetika, 53, č. 12, cit. [2009-03-03]. Dostupné z: <<http://www.volny.cz/casopis.energetika/>>

ŠPIČÁK A., HORÁLEK J. (2001): Possible role of fluids in the process of earthquake swarm generation in the West Bohemia/Vogtland seismoactive region. *Tectonophysics*, 336, s. 151-161.

TITTEL B., WENDT S. (2003): Magnitudes and time distribution of the swarm earthquakes August-November 2000 in NW Bohemia. *Journal of Geodynamics*, 35, s. 97-105.

ÚSTAV FYZIKY ZEMĚ - MASARYKOVA UNIVERZITA BRNO [online], cit. [2009-01-22]. Dostupné z: <<http://www.ipe.muni.cz>>

WEINLICH F. H. a kol. (2006): Seismically induced variations in Mariánské Lázně fault gas composition in the NW Bohemian swarm quake region, Czech Republic — A continuous gas monitoring. *Tectonophysics*, 421, s. 89-110.

WEISE S. M., BRAÜER K., KÄMPF H., STRAUCH G., KOCH U. (2001): Transport of mantle volatiles through the crust traced by seismically released fluids: a nature experiment in the earthquake swarm area Vogtland/NW Bohemia, Central Europe. *Tectonophysics*, 336, s. 137-150.

ZEDNÍK J., POSPÍŠIL J., RŮŽEK B., HORÁLEK J., BOUŠKOVÁ A., JEDLIČKA P., SKÁCELOVÁ Z., NEHYBKA V., HOLUB K., RUŠAJNOVÁ J. (2001): Earthquakes in the Czech Republic and surrounding regions in 1995-1999. *Studia geoph. et geod.*, Praha, 45, 267-282.

ZEDNÍK J., PLEŠINGER A., PAZDÍRKOVÁ J. (2004): Zemětřesení a seismologické observatoře. *Čs. čas. fyz.*, 54, 4, s. 169-173.